Jahrbuch
Geolog. Reichsanst.
Wien.
Jg. 40.
1890.

D 0
2628

Do 2628 N

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

XL. BAND. 1890.

Mit 10 Tafeln.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Bibl. Kat. Nauk o Ziemi
Dep. Nr. 12.

WIEN, 1891.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER.

Rothenthurmstrasse 15.

Wpisano do inwentarza
ZAKŁADU GEOLOGII
Dział B Nr. 85
Dnia 12. XI. 1946.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
Z ZASOBÓW
BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ
III 15011

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.

NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN DANZIG. BIBLIOTHEK

Inhalt.

Seite

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt im Jahre 1890 V
Correspondenten der k. k. geologischen Reichsanstalt VII

Heft I. und II.

Melchior Neumayr. Sein Leben und Wirken. Von V. Uhlig 1
Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Von Dr. J. Blaas. Mit einer in Farben gedruckten Karte (Taf. I) 21
Ueber das diluviale, aralokaspische Meer und die nordeuropäische Vereisung. Von Hj. Sjögren in Baku 51
Ueber Steinkohlenformation und Rothliegendes im Schwarzwald und deren Floren. Von F. v. Sandberger 77
Geologische Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten Von Carl Freih. v. Camerlander. I. Die südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten 103
Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Von Julius Morgan Clements 317
Chemische Untersuchung der vier Trinkquellen von Luhatschowitz in Mähren. Von C. v. John und H. B. v. Foullon 351
Beiträge zur Kenntniss der Klausschichten in den Nordalpen. Von Edmund Jüssen. Mit einer lithographirten Tafel (Taf. II) 381
Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Königreiches Rumänien. Von Math. M. Draghicénu. Mit einer in Farben gedruckten geologischen Karte (Taf. III) 399
Ueber die Darstellung und die Krystallform einiger Calciumchromate. Von H. B. v. Foullon 421

Heft III. und IV.

Falkenhaynit, ein neues Mineral aus der Wittichenitgruppe. Von Dr. Rudolf Scharizer 433
Zur Geologie des Kaisergebirges. Von A. Bittner 437

*

Seite

Die Karpathensandsteine des mährisch-ungarischen Grenzgebirges. Von C. M. Paul 447
Analyse des Mineralwassers von Costalta im Pinéthal, Südtirol. Von A. Devarda . 515
Ueber einige Säugethierreste aus den Miocänschichten von Feisternitz bei Eibiswald in Steiermark. Von A. Hofmann (Mit Taf. IV) 519
Beiträge zur Kenntniss der Gesteine und Erzlagerstätten des Weissenbachthales in Ober-Kärnten. Von Dr. Richard Canaval 527
Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Theil. Der pieninische Klippenzug. Von Dr. Victor Uhlig. Mit Tafel V—X 559

Verzeichniss der Tafeln.

Tafel Seite

I zu: Dr. J. Blaas: Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck 21
II zu: Edmund Jüssen: Beiträge zur Kenntniss der Klausschichten in den Nordalpen 381
III zu: Math. M. Draghicénu: Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Königreiches Rumänien 399
IV zu: A. Hofmann: Säugethierreste aus den Miocänschichten von Feisternitz 519
V—X zu: Dr. Uhlig: Ergebnisse geologischer Forschungen in den westgalizischen Karpathen 559

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Stur Dionys, k. k. Hofrath, Ritter des k. sächsischen Albrechts-Ordens, corr. Mitgl. d. kais. Akad. d. Wissensch., Membre associé de l'Acad. Royale des Sciences, des Lettres et des beaux arts de Belgique, corr. Mitgl. der naturf. Gesellsch. „Isis" in Dresden, Socio corrisp. del R. istituto veneto di scienze, lettere ed arti in Venedig etc., III., Rasumoffskygasse Nr. 2.

Vice-Director:

Stache Guido, Commandeur d. tunes. Niscian-Iftkhar-Ordens, Phil. Dr., k. k. Oberbergrath, Ehrenmitgl. d. ung. geol. Gesellschaft in Budapest u. corr. Mitgl. d. naturf. Gesellsch. „Isis" in Dresden etc., III., Oetzeltgasse Nr. 10.

Chefgeologen:

Mojsisovics Edler von Mojsvár Edmund, Commandeur des montenegrinischen Danilo-Ordens, Officier des k. italienischen St. Mauritius- und Lazarus-Ordens, sowie des Ordens der Krone von Italien, Ehrenbürger von Hallstatt, Jur. U. Dr., k. k. Oberbergrath; corr. Mitgl. d. kaiserl. Akad. d. Wissensch. zu St. Petersburg und Wien, der R. Academia Valdarnese del Poggio in Monte varcchi, des R. Istituto Lombardo di scienze, lettere ed arti in Mailand, der Academy of Natural Sciences in Philadelphia, der geologischen Gesellschaften in London und Lüttich, Ehrenmitglied der Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, des Alpine Club in London und der Società degli Alpinisti Tridentini etc., III., Reisnerstrasse Nr. 51.

Paul Carl Maria, Ritter des k. k. österr. Franz Josef-Ordens, k. k. Bergrath, III., Seidelgasse Nr. 34.

Tietze Emil, Ritter des k. portugiesischen Sct. Jacob-Ordens, Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, Phil. Dr., k. k. Oberbergrath, III., Ungargasse Nr. 27.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John v. Johnsberg Conrad, III., Erdbergerlände Nr. 2.

Geologen:

Vacek Michael, III., Löwengasse Nr. 40.

Bittner Alexander, Ph. Dr., III., Thongasse Nr. 11.

Adjuncten:

Teller Friedrich, III., Geusaugasse Nr. 5.
Foullon Heinrich, Freih. v., III., Rasumoffskygasse Nr. 1.

Assistent:

Uhlig Victor, Phil. Dr., Privatdocent für Paläontologie an der k. k. Universität, III., Parkgasse Nr. 13.

Praktikanten:

Tausch Leopold v., Phil. Dr., VIII., Josefstädterstrasse Nr. 20.
Camerlander Carl Freih. v., IV., Victorgasse Nr. 25.
Geyer Georg, III., Rasumoffskygasse Nr. 23.
Bukowski Gejza v., VIII., Schlösselgasse Nr. 26.

Volontair:

Procházka Josef, III., Siegelgasse Nr. 21.

Bibliothekar.

Matosch Anton, Ph. Dr., III., Marxergasse Nr. 34.

Zeichner:

Jahn Eduard, III., Messenhausergasse Nr. 7.

Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Rechnungsassistent, VI., Windmühlgasse Nr. 2 a.

Diener:

Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf
Laborant: Kalunder Franz
Zweiter Amtsdiener: Palme Franz
Dritter Amtsdiener: Ulbing Johann
Heizer: Kohl Johann
} III., Rasumoffskygasse Nr. 23 und 25.

Portier: Kropitsch Johann, Invaliden-Hofburgwächter, III., Invalidenstrasse Nr. 1.

Correspondenten

der k. k. geologischen Reichsanstalt.

1890.

Stuchlik Heinrich, Bergbau-Ingenieur zu Miesbach in Bayern; für eine wichtige bergmännisch-geologisch-kartographische Mittheilung über das Schallthal Steiermarks.

Klvaňa Josef, Gymnasial-Professor in Ung.-Hradisch; für Schenkung einer Gesteinssuite aus der Gegend von Banow in Mähren.

Berger Franz Ritter v., Oberbaurath und Stadtbaudirector; für Schenkung einer Suite von Portland-Petrefacten aus dem Asphalt-Tagbaue am „Hils" bei Holzen, unweit Eschershausen in Hannover.

Czerny Alois, Bürgerschullehrer in Mähr.-Trübau; für Unterstützung unserer Aufnahmen.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Melchior Neumayr.

Sein Leben und Wirken.

Von **V. Uhlig.**

Ein herber Verlust, dessen traurige Resonanz bis in die weitesten Kreise austönt, hat unsere Wissenschaft am 29. Januar dieses Jahres betroffen. Melchior Neumayr, o. ö. Professor der Paläontologie an der Wiener Universität, ist an diesem Tage aus dem Leben geschieden.

Der Tod hat ihn in der Blüthe der Mannesjahre ereilt, mitten unter grossen Arbeiten und Entwürfen, welche er — ein Beispiel unerreichter Selbstüberwindung und Pflichterfüllung — noch kurze Zeit vor seinem Ende zu fördern bestrebt war.

Nachdem er die Wissenschaft um eine stattliche Reihe der glänzendsten Arbeiten bereichert hatte, welche von gewaltiger, geistiger Kraft und Schaffensfreudigkeit zeugen, wendete er mehrere Jahre aufreibender Thätigkeit seiner „Erdgeschichte“ zu und kaum war dieses monumentale Werk vollendet, so legte er auch bald schon den ersten Band einer wohl noch bedeutenderen, durchaus neuartigen Schöpfung, der „Stämme des Thierreichs“, vor.

Es sollte ihm nicht beschieden sein, auch dieses Werk zu Ende zu führen und die befruchtende Wirkung wahrzunehmen, die es auf alle Gebiete der ihm so theueren Wissenschaft ausüben muss. Seine wahrhaft mustergiltigen, meisterhaften Arbeiten, die reiche Fülle schöpferischer Gedanken, mit denen sein niemals rastender Geist sich trug, gaben der Wissenschaft freudige Hoffnung auf noch weitere segensreiche Ernte. Der Tod hat sie vernichtet!

Wie gross auch der Verlust für die Wissenschaft ist, nicht geringer ist er für seine Freunde. In vielen Herzen hat sein Tod eine weitklaffende Lücke zurückgelassen, die unausfüllbar ist. Er war ein edler, herrlicher Mensch, voll lauterer Güte, voll herzlichen Wohlwollens. Streng gegen sich bis zum Uebermass, war er doch nachsichtig in der Beurtheilung Anderer. Die Reinheit seines Strebens, die Schlichtheit seines Auftretens, sein glühender Eifer für die Wissenschaft, verbunden

mit dem Adel seiner Gesinnung, wendeten ihm Aller Herzen zu und man kann von ihm sagen, dass er, obwohl ein Charakter durch und durch, doch keine Feinde hatte.

Unter den Vielen, die mit der verehrten Familie um den theueren Verblichenen trauern, steht die geologische Reichsanstalt voran. Wie so viele der hervorragendsten Vertreter unserer Wissenschaft, ist auch er aus der geologischen Reichsanstalt hervorgegangen. An der Hand der Arbeitsmaterialien, der Erfahrungen und Anschauungen, die ihm an der Reichsanstalt zugegangen sind, konnte er sich später zu so dominirender wissenschaftlicher Höhe aufschwingen. Dankbaren Herzens hat er niemals aufgehört, der Förderung zu gedenken, die er an dieser Anstalt erfahren hat und er hat ihr bis an sein Ende warme Anhänglichkeit, den Mitgliedern derselben herzliche Freundschaft bewahrt.

So zählte ihn denn auch die geologische Reichsanstalt jederzeit mit Stolz und Freude zu den Ihren, und wird ihm für alle Zeiten ein warmes, treues Angedenken erhalten.

Ihm zur Ehre, uns zur Erinnerung seien die folgenden Zeilen gewidmet.

Melchior Neumayr wurde am 24. October 1845 als Sohn des vormaligen k. bayerischen Ministerialrathes Max von Neumayr in München geboren. Vier Jahre später übersiedelte die Familie nach Stuttgart, wo der Vater die Stelle eines bayerischen Gesandten zu bekleiden hatte. Hier begann Melchior Neumayr im Herbste 1854 die Gymnasialstudien, welche er in seiner Geburtsstadt zu Ende führen konnte, da sein Vater in der Zwischenzeit als bayerischer Staatsminister des Inneren nach München zurückberufen worden war.

Schon am Gymnasium zeigte er regen Sinn für die Naturwissenschaften, theilweise durch seinen Vater angeregt, der selbst Botanik betrieb und ein grosses Herbarium hinterlassen hat. Um einer alten Familienüberlieferung nicht untreu zu werden, liess er sich, seiner Neigung entgegen, im Herbste 1863 in München als Jurist immatriculiren. Das juridische Studium sagte ihm jedoch wenig zu, er hörte nur im Sommersemester des ersten Universitätsjahres Institutionen, die übrige Zeit verwendete er ganz auf das Studium der Naturwissenschaften und schon im ersten Semester waren es namentlich die Vorlesungen Oppel's, die seine Begeisterung für die Naturwissenschaften anfachten und ihn sofort auf das Gebiet der Geologie und Paläontologie lenkten.

Sein um 8 Jahre älterer Bruder Max von Neumayr war es, der ihn zunächst veranlasst hat, die ihm widerstrebende juridische Laufbahn aufzugeben und sich ganz den Naturwissenschaften zu widmen. Da der Vater seine Einwilligung dazu nicht versagte, so konnte er sich fortan ungestört naturwissenschaftlichen Studien hingeben. Ausser Oppel's Vorlesungen hörte er in München während der ersten vier Semester auch bei W. v. Gümbel, Jolly und J. v. Liebig und trieb auch fleissig anatomische Studien. Das fünfte und sechste Semester (1865/66) brachte er in Heidelberg zu, wo er bei Bunsen Chemie betrieb und namentlich durch Benecke's Vorlesungen nachhaltigst beeinflusst wurde. Schon damals war das Verhältniss Benecke's zu seinem Schüler ein warmes und bald ging es in eine innige und dauernde Freundschaft über, welche sich in der Folgezeit sehr erspriesslich ge-

staltete und beide Theile in gleichem Masse band und befriedigte. Wiewohl ernster Arbeit hingegeben, konnte und mochte er sich dem Zauber des ungebundenen Heidelberger Studentenlebens doch nicht entziehen und gar manche schöne Erinnerungen, die er im Freundeskreise aufzufrischen liebte, knüpften sich ihm an diese Zeit.

Im siebenten Semester finden wir ihn wieder in München, wo er zunächst im Laboratorium v. Gümbel's und Riemerschmied's die bei Bunsen begonnene Erstlingsarbeit vollendete und den Doctorgrad erwarb. Wie in Heidelberg Benecke, so war es hier zunächst Waagen, mit dem er in engste Fühlung trat. Beide verband die Gleichheit ihrer wissenschaftlichen Bestrebungen und die Anhängerschaft an die damals noch neue Darwin'sche Lehre. Neumayr hörte damals mit Willemös-Suhm die Vorlesungen Waagen's, welcher sich kurz vorher, noch vor Oppel's Tode, als Privatdocent habilitirt hatte. Um dieselbe Zeit begannen auch die engen freundschaftlichen Beziehungen zu K. v. Zittel, der damals eben die Nachfolgerschaft Oppel's angetreten hatte. Im Frühjahre 1867 unternahm er die erste grössere geologische Reise nach Südtirol unter der ausgezeichneten Führung Benecke's und Waagen's. Hierbei ereignete sich seine erste Begegnung mit E. Suess, dem er später als Forscher wie als Mensch so nahe treten sollte. Im Sommer desselben Jahres versuchte er sich bereits als Feldgeolog, indem er unter W. v. Gümbel in Franken bei der bayerischen geologischen Landesaufnahme thätig war. Eine Originalarbeit scheint ihn damals nicht beschäftigt zu haben, umso eifriger studirte er das Material der grossartigen paläontologischen Staatssammlung und sammelte hierbei den grössten Theil der bewundernswerthen Formenkenntniss, die ihm bei seinen späteren Arbeiten ebenso sehr zu statten kam, wie die unvergleichliche Schule Oppel's.

Im Jahre 1868 machte sich Melchior Neumayr in Wien ansässig, wo er sich als freiwilliger Mitarbeiter der k. k. geologischen Reichsanstalt anschloss. Es geschah dies auf Vorschlag Waagen's, der von U. Schlönbach zum Eintritt in unsere Reichsanstalt aufgefordert worden war, diesem Rufe aber aus verschiedenen Gründen nicht folgen konnte und seinen jüngeren Freund Neumayr hierzu animirte. Ohne Zweifel war dies einer der wichtigsten und entscheidendsten Schritte für seine nachherige glänzende wissenschaftliche Entwicklung. Kein anderer Mittelpunkt geologischer Forschung hätte ihm gerade für jene Arbeitsrichtung, die er zu Folge der Art seiner Begabung und Vorbildung einschlagen musste, so reiche Nahrung geboten, wie der Wiener Boden, wo ihm von selbst eine reiche Fülle von Anregungen zufloss, deren bewundernswerth consequente Verwerthung den jungen Forscher in kurzer Zeit zu solcher Höhe erhob.

Die erste geologische Aufnahme, die er in Wien mitgemacht hat, führte ihn unter der Leitung von Oberbergrath Dr. G. Stache in die Hohe Tatra und den penninischen Klippenzug. So konnte er unmittelbar allen jenen stratigraphischen Fragen nahetreten, in welche sein Lehrer Oppel so erfolgreich eingegriffen hatte, er konnte seine paläontologischen, in Folge der Einverleibung der Hohenegger'schen Sammlung in die Münchener paläontologische Staatssammlung auch auf die Karpathen ausgedehnten Kenntnisse ausnützen und zugleich das so schwierige

Gebiet der Tektonik berühren. Im Anschlusse an diese Aufnahme begann er seine stratigraphischen und paläontologischen „Jurastudien", die ihn mehrere Jahre hindurch beschäftigten.

Im folgenden Jahre (1869) wurde er als Praktikant in den Verband der Reichsanstalt aufgenommen und abermals der karpathischen Section unter Stache's Leitung zugetheilt. Seine Aufgabe bestand in diesem Jahre in der Aufnahme eines Theiles des Karpathensandsteingebietes im Unghvárer Comitate. Im Herbste besuchte er die Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft in Heidelberg und begab sich zum weiteren Studium der Hohenegger'schen Sammlung nach München, wie er überhaupt von da an alljährlich seine Vaterstadt aufsuchte, um daselbst seine paläontologischen Kenntnisse zu erweitern.

Im Jahre 1870 wurde er zum Hilfsgeologen ernannt und bei der Aufnahme Nordtirols im Gebiete westlich vom Achensee verwendet und ebenso sehen wir ihn in den beiden folgenden Jahren in Nordtirol, und zwar im Karwendel- und im Lechthalgebirge unter der Leitung von Oberbergrath Dr. E. v. Mojsisovics beschäftigt. Allein diese Reisen genügten seinem Drange nach Erweiterung seines Wissens nicht, er nahm auch an den Untersuchungen Antheil, welche E. Suess in Gesellschaft mit Baron Beust, F. Kreutz und R. Drasche in den Euganeen im Jahre 1870 vornahm und er besuchte im Jahre 1872 die Sette Communi.

In demselben Jahre schliesst die erste Periode seiner Thätigkeit in Wien, er übersiedelt nach Heidelberg, um sich daselbst als Privatdocent für Paläontologie und stratigraphische Geologie niederzulassen. Er las hier im Wintersemester 1872/73 über allgemeine Paläontologie, im Sommersemester 1873 über Stratigraphie, ausserdem hielt er ein paläontologisches Practicum ab und veranstaltete mit seinen Hörern geologische Ausflüge. Sein Aufenthalt in Heidelberg war von kurzer Dauer, schon nach einem Jahre hatte ihn Wien wieder gewonnen, da er im Herbste 1873 als ausserordentlicher öffentlicher Professor auf den an der Universität neuerrichteten Lehrstuhl für Paläontologie berufen wurde.

Bevor wir den schwierigen Versuch machen wollen, den geistigen Entwicklungsgang und die wissenschaftlichen Leistungen Neumayr's zu besprechen, sei noch kurz seiner persönlichen Schicksale gedacht.

Nachdem er 6 Jahre als Lehrer, wie als Gelehrter in der erfolgreichsten Weise thätig war, wurde er im Jahre 1879 zum ordentlichen Professor erhoben. Kurze Zeit nachher, nach Vollendung der auf die griechischen Reisen bezüglichen Publicationen, ernannte ihn die kais. Akademie der Wissenschaften in Wien zu ihrem correspondirenden Mitgliede, ausserdem war er correspondirendes Mitglied der k. k. geologischen Reichsanstalt, der geologischen Gesellschaft in London, der Accademia Valdarnese del Poggio in Montevarchi, der kais. Gesellschaft der Naturforscher in Moskau, der physiographischen Commission in Krakau, der belgischen Gesellschaft für Geologie, Paläontologie und Hydrographie in Brüssel.

Am 2. April 1879 vermählte er sich mit Paula Suess, der Tochter seines berühmten engeren Collegen und Fachgenossen E. Suess. Diesem glücklichen Ehebunde, den der Tod in so grausamer Weise vorzeitig zerrissen hat, entsprossen drei Mädchen, die, noch in jugend-

lichem Alter stehend, die Grösse des Verlustes nicht ahnen können, der sie und die tiefgebeugte Witwe betroffen hat.

Die wissenschaftliche Thätigkeit, welche er bis zu seiner Ernennung zum Universitätsprofessor entfaltete, war eine ausserordentlich reiche. Zuerst wurden seine umfangreichen „Jurastudien", die er im Jahre 1868 begonnen hatte, veröffentlicht. Er beschrieb darin die Oxfordfauna der Czettechowitzer Klippe und die Mediterran-Fauna des Transversariushorizontes, gab durch Verfolgung der Phyllocerenstämme ein ausgezeichnetes Beispiel für die Bedeutung und das Wesen der Formenreihen, er besprach das Vorkommen von Tithonarten im fränkischen Jura und gab eine ausführliche Darstellung des penninischen Klippenzuges. An die Jurastudien schloss sich seine berühmte Arbeit über die „Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*" zwar nicht der Form, wohl aber dem Inhalte und dem Wesen nach enge an. Vor Vollendung dieser Arbeit, die seinen Namen zuerst in weiteren Kreisen bekannt machte, unternahm er wiederholte Reisen in das östliche Siebenbürgen, um die von F. Herbich entdeckten überaus fossilreichen Fundpunkte der Acanthicusfauna des Nagy Hagymas-Gebirges kennen zu lernen. Hierbei ward er zugleich auf die reichen Sammlungen jungtertiärer Binnenconchylien Herbich's aufmerksam, welche er später in Gemeinschaft mit Herbich beschrieben hat. Allein er begnügte sich nicht mit der Kenntniss der mediterranen Acanthicusschichten, er wollte auch in die ausseralpinen Bildungen derselben Stufe Einblick gewinnen, und es erschien ihm namentlich wichtig, die Bedeutung der Zweifel zu prüfen, die Hébert über die von Mösch und Anderen behauptete Gleichalterigkeit der Tenuilobaten- (Badener-) Schichten mit dem Astartien und die Lagerung dieser Schichten über dem Diceratien geäussert hatte. Eine im April 1873 mit Lory, Pillet, P. de Loriol, E. Favre unter der Führung von C. Mösch ausgeführte Reise nach Oberbuchsitten und Wangen festigte in ihm die Ueberzeugung von der Richtigkeit der Auffassung von C. Mösch und er sah sich nun in die Lage versetzt, nicht nur über die Hauptzüge der durch Oppel, Benecke, Zittel u. A. angebahnten Gliederung des oberen Jura das letzte, entscheidende Wort zu sprechen, sondern auch die Gliederung des ausseralpinen Malm zu klären und die leidige „Corallienfrage" endgiltig zu beseitigen.

Neben den Jurastudien, die ihn in kurzer Zeit zu einem der hervorragendsten Kenner der Juraformation und deren Fauna erhoben, hatte sich ihm noch ein zweites, höchst wichtiges und fruchtbares Arbeitsfeld geöffnet. Im Jahre 1869 übernahm er jungtertiäre Binnenconchylien aus Croatien, Westslavonien und Dalmatien, die noch von Stur's Aufsammlungen aus dem Jahre 1861 herstammten, zur Bearbeitung und etwas später fiel ihm das von Paul in den Sommern 1870 und 1871 in Slavonien gesammelte Material zu.

Neumayr's Scharfblick konnte die aussergewöhnliche Wichtigkeit dieses Vorkommens nicht entgehen. Es offenbarte sich hier ein deutlicher Zusammenhang zwischen geologischer Lagerung und Formentwicklung, den er bei einer mit Bergrath Paul im Mai 1872 ausgeführten Reise nach der slavonischen Militärgrenze weiter verfolgte. Das Resultat dieser Studien war die ausgezeichnete, in Gemeinschaft

mit Paul ausgeführte Arbeit über die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens, die bei ihrem, erst im Jahre 1875 erfolgten Erscheinen so grosses und berechtigtes Aufsehen hervorgerufen hat.

Führt man sich die reiche geistige Bethätigung, welche Neumayr während seines ersten Wiener Aufenthaltes an der geologischen Reichsanstalt entfaltet hat, auch nur flüchtig vor Augen, so erkennt man unschwer, dass fast alle späteren, so erfolgreichen Arbeiten auf dem Boden fussen, den er in diesen wenigen Jahren zu gewinnen verstanden hat, und zwar nicht nur äusserlich, insofern, als wir ihn eine Reihe von Stoffen aufnehmen sehen, die auch später den Grundstock seiner Specialstudien bilden, sondern auch in dem tieferen Sinne, dass wir alle die leitenden Gedanken, die seine Arbeiten erleuchten, schon in dieser Zeit theils voll ausgebildet, theils in der Entwicklung begriffen finden. Offenbar unter dem Einflusse der Descendenzlehre und vielleicht auch durch eine eigenthümliche Beanlagung getrieben, beschäftigte ihn nichts so sehr, wie die Verfolgung der allmäligen Veränderungen, sei es der Lebewelt, sei es der physikalischen und der Lebensverhältnisse eines gegebenen Zeitabschnittes und -Raumes. Eine Fauna war ihm nicht eine in sich abgeschlossene Schöpfung, sondern nur ein einzelnes Glied einer continuirlichen Entwicklungsreihe, das einestheils mit den Nachbarn im Raume, anderntheils mit den Vorfahren und Nachkommen in der Zeit in Verbindung steht.

Diese Grundgedanken leiteten ihn bei seinen Jurastudien und seinen ersten conchyliologischen Arbeiten in der ausgesprochensten Weise und es verdient hervorgehoben zu werden, dass dieselben schon aus seiner Erstlingsarbeit in leichten Umrissen hervortreten. In den Jurastudien sehen wir ihn zunächst den Begriff der Formenreihe und der Mutation weiter ausbilden, wir finden darin die Anfänge jener Anschauungen, die er später über den Zusammenhang der Mutationen mit den paläontologischen Zonen entwickelt hat und begegnen endlich den ersten Andeutungen der paläogeographischen Richtung, die ihn später zu so grossen Erfolgen geführt hat.

Die ersten Arbeiten, die Neumayr als Professor veröffentlicht hat, reichen in ihrer Entstehung in die Zeit seines ersten Wiener Aufenthaltes an der geologischen Reichsanstalt zurück. So zunächst die schon genannte Arbeit über die Fauna der Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens. Die Vorführung einer reichen, fast völlig neuen Fauna wäre schon an sich geeignet gewesen, die Aufmerksamkeit auf sich zu ziehen. Neumayr verstand es aber, durch die allseitig vertiefte Behandlung des Stoffes daraus ein Fundamentalwerk ersten Ranges zu schaffen. Der factische geologische Beweis für die Veränderung der Arten wurde hier klarer und sicherer geliefert, als bei dem vielumstrittenen Steinheimer Falle, unerwartete zoogeographische Beziehungen wurden entdeckt und die von ihm schon bei früheren Gelegenheiten berührte Speciesfrage in der Paläontologie wurde ausführlich erörtert. Er zeigte, dass die Veränderung der behandelten Fauna nur unter dem mächtigen Einflusse der äusseren Lebensbedingungen, deren Bedeutung von Darwin selbst sehr gering veranschlagt worden war, erfolgt sein konnte und bereicherte dadurch die Darwinsche Lehre um einen wichtigen neuen Gesichtspunkt, den er dauernd

im Auge behielt und in seinen „Stämmen des Thierreichs“ eingehend gewürdigt hat. Altmeister Darwin gab dieser Ueberzeugung in folgenden, an Neumayr gerichteten Zeilen selbst Ausdruck.

Down, Beckenham, Kent March 9, 1877.

Dear Sir, — From having been obliged to read other books, I finished only yesterday your essay „Die Congerien“ etc.

I hope that you will allow me to express my gratitude for the pleasure and instruction which I have derived from reading it. It seems to me to be an admirable work; and is by far the best case which I have ever met with, showing the direct influence of the conditions of life on the organization.

Mr. Hyatt, who has been studying the Hilgendorf case writes to me with respect to the conclusions at which he has arrived, and these are nearly the same as yours. He insists that closely similar forms may be derived from distinct lines of descent; and this is what I formerly called analogical variation. There can now be no doubt that species may become greatly modified through the direct action of the environment. I have some excuse for not having formerly insisted more strongly on this head in my „Origin of Species“, as most of the best facts have been observed since its publication.

With my renewed thanks for your most interesting essay, and with the highest respect, I remain, dear Sir,

Yours very faithfully

Charles Darwin.

Neumayr, gewohnt jede Fauna als Glied einer örtlichen und zeitlichen Entwicklungsreihe zu betrachten, musste sich die Frage vorlegen, in welcher Gegend wohl die Fortsetzung des kroatisch-slavonischen Paludinenvorkommens erwartet werden könnte. Aus verschiedenen Gründen konnte nur an den Südosten, namentlich an das südliche Kleinasien, gedacht werden. In der That ergab das nähere Studium der Literatur über Kleinasien die Richtigkeit seiner theoretisch gewonnenen Vermuthung, er fand in den Travels in Lycia von Forbes und Spratt die Angaben über das Vorkommen der Paludinenschichten auf Kos und fasste sofort den Plan, diese Insel zu besuchen. Da aber diese Reise nach Kos den Ausgangspunkt für die so erfolgreichen geologischen Aufnahmen in Griechenland bildete, welche seitens der Universität zur Ausführung gebracht wurden, so stellen sich auch diese als eine Frucht der vertieften und zielbewussten Verfolgung des Arbeitsstoffes dar, wie sie Neumayr auszeichnete.

Die Untersuchung von Kos erfolgte im Herbste 1874. Neumayr wurde hierbei von F. Teller, damals Assistenten an der geologischen Lehrkanzel der Universität, begleitet, der ausserdem die Bearbeitung der Insel Chios unternahm. Im folgenden Jahre wurde durch einen Erlass des k. k. Unterrichtsministeriums ein Programm genehmigt, wonach im Lauf der nächsten Jahre ein grösseres, zusammenhängendes Gebiet im Orient von den Kräften der österreichischen Hochschulen unter Leitung Neumayr's geologisch aufgenommen werden sollte. Im Jahre 1875 wurde das thessalische Küstengebirge südlich vom Tempethale und der südöstliche Theil des thessalischen Beckens durch

F. Teller, ferner die Halbinsel Chalkidike und der grösste Theil des thessalischen Olymps durch Neumayr und L. Burgerstein untersucht und eine Recognoscirung nach Üsküb und in's Schar-Gebirge unternommen.

In den nächsten Jahren sollte nun im Anschlusse an dieses Gebiet die Untersuchung von Westthessalien, Epirus, Griechenland und Albanien durchgeführt werden. Die stürmischen, politischen Ereignisse dieser Zeit, welche Reisen nach Thessalien und Albanien unmöglich machten, nöthigten jedoch zu einer Aenderung des ursprünglichen Planes, es wurde im Jahre 1876 durch A. Bittner und F. Heger Mittelgriechenland vom Cap Sumium bis zur Linie Lamia-Salona, durch Neumayr und Teller der westliche Theil von Mittelgriechenland und Euböa bereist.

Damit gelangte dieses gross angelegte, durch E. Suess getragene Unternehmen leider zum vorzeitigen Abschlusse. Wie wichtig und interessant die Ergebnisse dieser Reisen waren, braucht hier nicht besonders hervorgehoben zu werden. Sie werden für alle Zeiten als die Grundlage für die Geologie der griechischen Halbinsel und des Archipels zu betrachten sein.

Die lebhafteste Beachtung fanden zunächst die Anschauungen, zu welchen Neumayr über das geologische Alter der krystallinischen Schiefer im östlichen Attica gelangt war. Schon bei der allgemeinen Versammlung der deutschen geologischen Gesellschaft in Wien im Herbste 1877 entspann sich darüber eine lebhafte Discussion zwischen Neumayr, Th. Fuchs und v. Seebach und später fand diese Frage namentlich bei der Berliner Akademie eine entsprechende Würdigung, indem seitens dieser Akademie die Professoren H. Bücking und G. R. Lepsius mit der näheren Untersuchung der fraglichen Gegend betraut wurden.

Die erste und zweite Controverse mit Professor Bücking (1881 und 1885) führte zu keinem für Neumayr's Anschauungen ungünstigen Resultate. Im Jahre 1885 besuchte Neumayr in Gesellschaft mit Baron H. v. Foullon, Dr. V. Goldschmidt und seinem damaligen Assistenten Dr. L. v. Tausch nochmals das strittige Gebiet und konnte sich hierbei von der vollen Zuverlässigkeit und Richtigkeit seiner Beobachtungen überzeugen. Ein abschliessender Bericht über die Untersuchungen von Professor Lepsius liegt heute noch nicht vor.

So intensiv auch die Frage nach dem geologischen Alter der krystallinischen Schiefer Attika's Neumayr längere Zeit beschäftigen musste, so hat sie doch keinen nachhaltigen Einfluss auf seine späteren Hervorbringungen genommen. Dies gilt hingegen im weitesten Masse von den Tertiärbildungen des Archipels, deren Discussion erst etwas später in Fluss kam. Damit konnte er an seine früheren Arbeiten anknüpfen und namentlich für die in der Zwischenzeit durch mehrere Arbeiten, besonders die bald näher zu erwähnenden „Ornatenthone von Tschulkowo" immer stärker zum Ausdruck gebrachte paläogeographische Richtung das beste Beobachtungsmaterial gewinnen. Das Studium der Tertiärbildungen, namentlich die Beachtung des Verhältnisses der Süsswasserbildungen zu den marinen Ablagerungen machte es ihm möglich, eine Geschichte des östlichen Mittelmeeres zu entwerfen und hiermit

eines der glänzendsten Beispiele für die Fruchtbarkeit seiner Gesichtspunkte zu liefern.

Selbst die so wunderbare Fauna der Paludinenschichten von Kos, die die allmälige Veränderung der Formen in den auf einander folgenden Horizonten im Sinne der Descendenzlehre noch klarer und schlagender erkennen lässt, wie die Slavoniens, und die es ihm ermöglichte, alle Zweifel, welche die Darstellung der Verhältnisse in Slavonien etwa noch zurückgelassen haben konnte, vollkommen zu zerstreuen, hatte für ihn kein so tiefes Interesse mehr, wie alle die Thatsachen, aus denen er die Geschichte des östlichen Mittelmeeres aufgebaut hat.

Eine Geschichte des westlichen Mittelmeeres schwebte ihm als nächste, verlockende Aufgabe vor, und kaum waren im Oriente etwas ruhigere Verhältnisse eingetreten, so dachte er auch schon an die Wiederaufnahme der unterbrochenen Arbeiten in Griechenland. Alljährlich besprach er mit seinen engeren Freunden die Aussichten für neue Reisen in Griechenland; wiederholt hatte er Pläne für eine Aufnahme Morea's entworfen, doch scheiterte leider Alles an dem Mangel verfügbarer Geldmittel.

Wohl hat er, wie schon erwähnt wurde, Griechenland im Jahre 1885 nochmals besucht, doch galt seine Reise hauptsächlich der mit Dr. v. Tausch erfolgreich durchgeführten Aufsammlung von Säugethierresten in Pikermi und den krystallinischen Schiefern Attika's.

Mitten in den grossen geologischen und paläontologischen Arbeiten, die sich an seine Griechenlandreisen knüpften und die selbst eine grosse Arbeitskraft vollauf beschäftigt haben würden, wusste er doch noch Zeit zu finden, um seine Ammonitenstudien fortzusetzen. Er hatte die jurassischen Ammonitenfaunen von den Klausschichten, theilweise vom Lias bis in's Tithon verfolgt und suchte nun seine Studien auf das Neocom auszudehnen, wozu ihm die Schlönbach'sche Sammlung von norddeutschen Hilsammonitiden die erwünschte Gelegenheit bot. Er beschränkte jedoch seine Untersuchungen vorerst nur auf das Allgemeine, die Detailbeschreibung der Hilsammonitiden erfolgte viel später, im Jahre 1880 in Gemeinschaft mit dem Verfasser dieser Zeilen, seinem damaligen Assistenten. Die alpinen Kreidefaunen lernte er namentlich durch das Studium der Pictet'schen Sammlung in Genf kennen. Bisher waren nur die jurassischen und triadischen Ammoniten in natürliche, engere Gruppen zerlegt und nach dem Vorgange von E. Suess mit neuen Gattungsnamen belegt worden. Neumayr schied nun auch die cretacischen Ammoniten in Gattungen, bahnte namentlich dadurch einen grossen Fortschritt an, dass er das Verständniss der so sonderbaren und bisher ganz räthselhaften aufgerollten Nebenformen durch Zuweisung der einzelnen, nach dem rein äusserlichen Merkmal der Art der Aufrollung zusammengeschweissten Gruppen zu den entsprechenden normalen Stammformen eröffnet hat. Der Aufsatz über die Kreideammoniten erschien zuerst in den „Sitzungsberichten der k. Akademie" in Wien, wurde aber bald darauf in erweiterter Form in der Berliner „Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft" abgedruckt. Durch Einbeziehung der jurassischen und der triadischen Gattungen — letztere nach E. v. Mojsisovics — gestaltete sich diese Arbeit zu einem ausserordentlich werthvollen Compendium der Ammoniten-Systematik, welches allgemein

als die Grundlage aller folgenden systematischen Bestrebungen auf diesem Gebiete anerkannt wurde.

Die späteren Arbeiten Neumayr's über Ammoniten reichen mit Ausnahme derjenigen über die Hilsammonitiden und über die Vorkommnisse des untersten alpinen Lias in Bezug auf den Umfang an die älteren Arbeiten nicht heran; wohl aber verstand er es Dank seinem Scharfsinne und seinem unvergleichlichen Detailwissen, jedem Stoffe neue und interessante Seiten abzugewinnen. Am schärfsten tritt dies bei seinem kurzen Aufsatze über die Ornatenthone von Tschulkowo hervor. Was wusste er nicht Alles der kleinen, zufällig an die geologische Reichsanstalt gelangten Suite von Tschulkowo abzugewinnen! Man darf wohl sagen, dass erst mit dieser Arbeit das wahre Verständniss der so bemerkenswerthen russischen Jurabildungen begann und dass von derselben eine mächtige Anregung für weitere Forschungen ausgegangen ist. Seine Grundgedanken über den russischen Jura wurden durchaus bestätigt gefunden und werden trotz allen Widerspruchs, der dagegen laut geworden ist, dauernden Bestand haben und noch in den letzten Tagen seines Lebens traf zu seiner Genugthuung eine glänzende Bestätigung seiner in der geographischen Verbreitung der Juraformation in erweiterter Form niedergelegten Anschauungen über den russischen und asiatischen Jura ein.

Die glücklichen Errungenschaften auf dem fast ganz neuen paläogeographischen Gebiete, die in der „Geschichte des östlichen Mittelmeeres" ihren ersten Glanzpunkt aufzuweisen hatten, munterten ihn zu immer eingehenderen und allgemeineren Studien auf, die in den „klimatischen Zonen während der Jura- und Kreideperiode" und der „geographischen Verbreitung der Juraformation" Ausdruck gefunden haben. Mit glühendem Eifer und jener intensiven freudigen Erregung, welche den Forscher auf neuen, viel verheissenden Bahnen ergreift, arbeitete er an diesen Werken, die unmittelbar ihre befruchtende Wirkung geäussert haben. Er benützte jede Gelegenheit, um zu neuem Materiale zu gelangen und die auf diesem Gebiete ebenso kostbaren wie erwünschten neuen Daten zu gewinnen. So sehen wir ihn noch vor den „klimatischen Zonen" die von E. Holub aus Südafrika mitgebrachten Fossilien der Uitenhageformation bearbeiten, welche einem in paläogeographischer Beziehung sehr wichtigen Vorkommen angehören. Auch die Ammoniten aus Turkestan, welche der Maler B. Vereschagin unter ethnographischen Gegenständen und malerischen Raritäten in Wien ausgestellt hatte, entgingen seiner Aufmerksamkeit nicht. Eine Anzahl kleinerer exotischer Vorkommnisse beschrieb er in seiner „Geographischen Verbreitung der Juraformation" und auch bei seinem Aufenthalte in London gelegentlich des internationalen Geologencongresses (1886) richtete er sein Augenmerk auf fremdländische Jura- und Kreidefossilien; doch gelang es ihm nur einige Belemniten aus Centralasien und Südafrika aufzufinden, die er später in den „Verhandlungen" besprochen hat.

Die so erfolgreich begonnenen descendenz-theoretischen Studien liess Neumayr niemals ausseracht. Er sammelte das einschlägige Material, das für die Beziehungen der Descendenzlehre zur Geologie und Paläontologie von Bedeutung ist und theilte es in einem Special-

collegium seinen Schülern mit. Einzelne der wichtigsten neuen Gesichtspunkte veröffentlichte er in seinen „Unvermittelten Cephalopodentypen", die einen weit reicheren Inhalt haben, als man nach dem Titel vermuthen möchte.

In einer so vielfältigen und so fruchtbaren, wahrhaft glänzenden Production begriffen, traf ihn ein Antrag des bibliographischen Instituts in Leipzig, welches ihn im Jahre 1881 zur Theilnahme an einer Art Fortsetzung des Brehm'schen Thierlebens aufforderte. Er nahm diese Gelegenheit, seinen umfassenden Vorarbeiten hierdurch einen zeitlichen Abschluss zu geben, an und so entstand nach einigen Jahren seine „Erdgeschichte".

Fast ist es überflüssig, auf die Bedeutung dieses Meisterwerkes näher einzugehen, hat es doch überall eine verständnissvolle Aufnahme gefunden. Es konnte nicht übersehen werden, dass ein vollkommen neuartiger Zug durch das ganze Buch hindurchgeht. Ein Pfadfinder der Wissenschaft, hat sich Neumayr nicht an die herkömmliche Lehrbuchschablone gehalten, sein umfassender Geist schuf auch auf diesem Gebiete durchaus Neues. Wohl finden wir in seiner Erdgeschichte alles das, was an sichergestellten Ergebnissen der Geologie auch in anderen guten Büchern enthalten ist, und zwar in einer Form, die in glücklichster, bisher unerreichter Weise gemeinverständliche Wiedergabe mit strengster Wissenschaftlichkeit verbindet; ausserdem aber werden Theile des erdgeschichtlichen Wissens berührt, die noch keine Verwerthung in allgemeinerer Form erfahren haben. Dies gilt namentlich von dem Capitel über die topographische Geologie, aber auch in den übrigen Abschnitten stossen wir allenthalben auf Neues. Suchen wir uns näher darüber Rechenschaft zu geben, wodurch der so vielfach vom Hergebrachten abweichende Geist dieses Werkes hervorgerufen wird, so werden wir bald finden, dass es wiederum die weitgehende Verwerthung des historisch-genetischen und des geographischen Momentes ist, welche diesem Werke in erster Linie seinen besonderen Stempel aufdrückt.

Natürlich konnte dies Neumayr nur durch eine ungewöhnliche Ausdehnung des Literaturstudiums erreichen. Dazu kam, dass es ihm unmöglich war, auch nur eine Zeile zu schreiben, wenn er sich nicht der vollständigsten Beherrschung des Stoffes sicher fühlte. Seine Literaturstudien nahmen daher einen fast unabsehbaren Umfang an. Er selbst und noch mehr seine Freunde haben es oft lebhaft bedauert, dass es ihm nicht möglich war, ein Verzeichniss der für die Erdgeschichte benützten Literatur zu veröffentlichen. Vielleicht ist es dem Einflusse solcher wiederholter Aeusserungen zuzuschreiben, dass er in seinem letzten Lebensjahre alle geologischen Aufsätze aus dem „Catalogue of scientific papers" excerpirte, um die Basis für ein Compendium der geologischen Literatur zu schaffen, welches von Zeit zu Zeit vervollständigt, eine unschätzbare Erleichterung für jede geologische Arbeit geboten hätte. Wie mancher andere seiner gross angelegten Pläne ist leider auch dieser durch seinen vorzeitigen Tod vernichtet worden.

Die unausgesetzte Arbeit, die Neumayr auf seine im Verlaufe von 5 Jahren entstandene Erdgeschichte aufwendete, hatte seine Körperkräfte arg erschöpft. Ursprünglich beabsichtigte er, nach Vollendung des Werkes

eine grosse Reise nach Asien zu unternehmen, von der er sich eben so viel Anregung und Belehrung, als Erholung versprach. Leider, leider kam es nicht dazu. Es lagen ihm umfassende Manuscripte aus der Zeit seiner descendenz-theoretischen Arbeiten und der Vorstudien zur Erdgeschichte vor, zu deren Vollendung und Umarbeitung zu einer allgemeinen Morphologie der Thierstämme es einer im Verhältnisse nicht mehr so grossen Mühe bedurfte. Er wollte diese Arbeit nicht unfertig liegen lassen, musste sie doch in unserer so viel und rasch producirenden Zeit mit jedem Tag veralten und dadurch an Werth immer mehr einbüssen. Sein feuriger, schöpferischer Geist duldete keine Rast, er fasste jenen verhängnissvollen Entschluss, den er nach seinem ganzen Wesen bei der gegebenen Lage trotz aller Mahnungen und Bitten seiner Familie und seiner Freunde fassen musste, er entschloss sich ohne Aufschub zur Vollendung seines paläontologischen Werkes, dem er den Titel „Die Stämme des Thierreiches" gab. Dadurch bereicherte er zwar die Wissenschaft abermals um ein Werk von reformatorischer Bedeutung, das an nachhaltiger Wirkung die Erdgeschichte ohne Zweifel noch weit übertreffen wird, aber er beraubte sie zugleich ihres vorzüglichsten Werkzeugs. Er ward ein vorzeitiges Opfer seiner rastlosen Thätigkeit und er konnte nicht einmal die Freude erleben, sein zweites grosses Werk vollendet zu sehen.

Kann man schon von der „Erdgeschichte" sagen, sie sei eine neuartige Schöpfung, so gilt dies in noch viel höherem Grade von den „Stämmen des Thierreichs". Hier verwirklichte er das ihm seit Jahren vorschwebende Ziel, eine allseitige Darlegung des Verhältnisses der Geologie und Paläontologie zur Descendenzlehre zu liefern, wenn auch in anderer, als der ursprünglich beabsichtigten Form. Ursprünglich wollte er nur aus der Masse der Thatsachen diejenigen hervorheben, die als Belege für die Descendenzlehre dienen können. Damit aber gab er sich später nicht mehr zufrieden, er erkannte die „Nothwendigkeit einer kritischen Durcharbeitung der gesammten Morphologie der fossilen wirbellosen Thiere, aus welcher sich dann von selbst die theoretisch wichtigen Punkte abhoben". Alle die Gedanken und Erwägungen, die er über die Beziehungen der Geologie zur Descendenzlehre von seinen Jurastudien an ausgesprochen oder angedeutet hat, findet man hier in geläuterter und durchgeistigter Form, verwoben mit neuen Gesichtspunkten und zu einem Ganzen vereinigt, wie dies vor ihm noch von Niemandem versucht wurde. Schon dieser Abschnitt allein würde dem Buche dauernden Werth und allgemeine Beachtung sichern. Nun erst der morphologische specielle Theil!

Was Neumayr auf diesem Gebiete geleistet hat, kann nicht hoch genug geschätzt werden. Niemand vor ihm hat das schier unüberschbare fossile Formenmaterial so tief durchdrungen, so vorurtheilsfrei erfasst, wie er. Auf Schritt und Tritt entdeckt er neue Verwandtschaften, überraschende Beziehungen, die oft den gewiegtesten Specialisten entgangen sind und zuweilen überdies bei Formen, die zu den allgemein bekannten gehören. Natürlich musste das vielfach zu einer vollständigen Umgestaltung der bisherigen systematischen Anordnung führen. Hatte man sich in der Paläontologie bisher mehr oder weniger damit begnügt, das Heer der fossilen Arten in das System der lebenden Thiere einzu-

zwängen, so erwächst unter Neumayr's Meisterhand ein lebendiges Bild der Entwicklung des Thierreiches in seinen wichtigsten Stämmen und die fossilen Formen bilden nicht mehr eine blosse Ausführung des Systems, sie erscheinen als die eigentlichen und wahren Träger der Thierwelt der Gegenwart. Mit einem Schlage hat Neumayr die Paläontologie den anderen biologischen Wissenschaften ebenbürtig gemacht und auf ein bisher unerreichtes, von Vielen kaum geahntes Niveau gehoben.

Seine Arbeit wird ohne Zweifel für Jahre hinaus einen bestimmenden Einfluss auf die Entwicklung der Paläontologie ausüben, sie wird vor Allem die Zoologen zu engerer Fühlung mit der Paläontologie veranlassen, wie auch bei den Paläontologen das Bewusstsein der strengsten Abhängigkeit der Paläontologie von den Ergebnissen der Zoologie verbreiten. Unter den Namen, auf welche die kommende Generation den Beginn der wissenschaftlichen Paläontologie zurückführen wird, wird voran sein Name erglänzen.

Wenn man bei dem unsäglichen Verluste, den die Naturforschung durch Neumayr's Tod erlitten hat, noch an etwas Bestimmtes denken mag, dessen Wegfall besonders tief zu beklagen ist, so sind es die Cephalopoden, die er so gut gekannt hat, wie kein Zweiter und mit denen er sich stets mit besonderer Vorliebe beschäftigt hat. Leider liegt vom 2. Bande der Stämme des Thierreichs nur über die Bivalven ein nahezu fertiges, druckreifes Manuscript vor, über die übrigen Abtheilungen der wirbellosen Thiere sind nur unfertige, ältere Aufschreibungen vorhanden.

Obwohl Neumayr die Studien zur Erdgeschichte und den Stämmen des Thierreiches so überaus intensiv betrieb, wusste er sich doch noch Zeit abzugewinnen, um nebenher noch einzelne kleinere Arbeiten zu veröffentlichen, wie seine Aufsätze über die Süsswasserconchylien aus dem Orient, über den Jura von Waidhofen u. m. a. Die wichtigsten und originellsten neuen Ergebnisse, die seine fortschreitenden Studien für die Erdgeschichte und die Stämme des Thierreiches lieferten, publicirte er unter der Arbeit, meist in den Schriften der Wiener Akademie, so dass sich darin der Verlauf seiner Arbeiten deutlich wiederspiegelt.

Nach Vollendung des I. Bandes der Stämme des Thierreiches war er mit mehreren grösseren Arbeiten beschäftigt, deren Fortschritt ihm bis zu seinem Tode am Herzen lag. Er bearbeitete japanische Jurafossilien, er schrieb einen Aufsatz über den russischen und centralasiatischen Jura, er untersuchte jurassische Fossilien aus Kaukasien (Coll. Abich). Die beiden ersten Aufgaben hat er vollständig erledigt, die betreffenden Arbeiten befinden sich gegenwärtig unter der Presse. Die letztere Arbeit über den kaukasischen Jura, die übrigens schon weit gediehen ist, vollenden zu dürfen, betrachte ich als ehrenvolle Aufgabe, als Pflicht der Pietät des Schülers gegen seinen tiefverehrten, grossen Meister.

Bei der so überreichen wissenschaftlichen Thätigkeit, die er während einer so kurzen Lebenszeit entfaltet hat, ist es begreiflich, wenn nicht alle seine Entwürfe zur Ausführung gelangen konnten. Manche Vorarbeiten gingen so für ihn und die Wissenschaft verloren.

So trug er sich mit dem Plane, in Gemeinschaft mit Kobelt die Mittelmeerconchylien in Zusammenhang mit ihren pliocänen und miocänen Vorläufern zu studiren, um so an einem scharfumgrenzten Beispiele tieferen Einblick in das Wesen der Veränderungen zu gewinnen, denen die Marinfauna durch einen längeren Zeitraum unterworfen war. Gewiss war dieser Entwurf, dessen Ausführung sicherlich die interessantesten Resultate ergeben würde, ein Ausfluss seiner sich immer klarer herausbildenden Ueberzeugung, dass nicht das Aufsuchen einzelner „Belege" für die Descendenzlehre aus dem paläontologischen Materiale, sondern das thatsächliche allgemeine Durchforschen desselben zur wirklichen, dauernden Klärung der Sachlage führen und förderlich sein könne.

Ein anderer Entwurf, der ihn viel beschäftigte, war die Gründung eines Nomenclator palaeontologicus. Der Bericht, den er in dieser Angelegenheit an das Nomenclaturcomité des internationalen Geologencongresses bei der Versammlung in Zürich im August 1883 erstattete, hat wohl allgemeine Billigung gefunden, allein es kam bei den ausserordentlichen, mit einem derartigen Unternehmen verbundenen Schwierigkeiten nicht zur Ausführung desselben.

Neumayr's Lehrthätigkeit an der Universität war eine überaus fruchtbringende. Er las nicht nur über „Allgemeine Paläontologie" und „Geschichte der Thierwelt", er hielt auch praktische Uebungen ab, wobei er in der aufopferndsten Weise, wie dies ja allgemein bekannt ist, die Fortschritte seiner Schüler zu fördern bestrebt war. Er las ferner von Zeit zu Zeit Specialcollegien, und zwar „Paläontologie und Descendenzlehre", über „Morphologie der Echinodermen" und über „Fossile Cephalopoden". Hauptsächlich seinem Einflusse ist der lebhafte Aufschwung der paläontologischen Studien in Wien zuzuschreiben. Um die Drucklegung der anschwellenden Production zu ermöglichen, gründete er im Jahre 1880 mit E. v. Mojsisovics die „Beiträge zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns und des Orients" (Wien, bei Alfred Hölder), die jetzt bis zum 7. Bande vorgeschritten sind. Er wirkte ferner seit 1887 bei der Redaction der „Palaeontographica" mit und förderte nicht wenig das „Neue Jahrbuch etc." durch seine ausgezeichneten Referate. Auch die „Verhandlungen der geolog. Reichsanstalt" verdanken ihm viele wichtige, vortreffliche Referate.

Mit grosser Vorliebe nahm er an den allgemeinen Versammlungen der Deutschen geologischen Gesellschaft Theil. Das erstemal erschien er bei der allgemeinen Versammlung in Heidelberg im Jahre 1869; ferner war er bei der Versammlung in Jena (1876) zugegen und er bemühte sich besonders um die Wiener Versammlung des Jahres 1877, wobei er den Führer zu den geologischen Excursionen in Gemeinschaft mit F. v. Hauer redigirte[1]); endlich besuchte er die Versammlungen in Baden (1879), Meiningen (1882) und in Stuttgart (1883).

Er betheiligte sich ferner zu wiederholten Malen an den Versammlungen der deutschen Naturforscher und Aerzte und an den internationalen Geologencongressen. Sein umfassendes Wissen, sein abgeklärter Geist, sein ruhiges, vorurtheilsloses Denken, sein natürlicher

[1]) Der „Führer etc." wurde in das Schriftenverzeichniss nicht aufgenommen, da darin kein Aufsatz aus seiner Feder enthalten ist.

Tact sicherten ihm bei diesen und ähnlichen Versammlungen stets Erfolg. Sein Eingreifen in die Debatte bedeutete immer eine Klärung, eine Vereinfachung der Sachlage und so wurde er stets gern gehört und sein Rath beachtet.

Er verschmähte es nicht, gelegentlich durch gemeinverständliche Vorträge und populäre Schriften zur Verbreitung von Wissen und Aufklärung auch in weiteren Kreisen beizutragen. Namentlich im Wiener Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse und im naturwissenschaftlichen Verein an der Universität hat er wiederholt anregende Vorträge abgehalten. Ein Aufsatz über Bergstürze wird im Laufe des Jahres in der belletristischen Zeitschrift „Ueber Land und Meer" erscheinen.

Ein reges Interesse nahm er ferner am Gedeihen des deutschen und österreichischen Alpenvereines, dem er längere Zeit als Ausschussmitglied angehört hat. Mit besonderer Wärme trat er für die Verschmelzung des deutschen und des österreichischen Alpenvereines ein. Auch der Alpenverein hat ihm gemeinverständliche Aufsätze und Vorträge zu verdanken.

Mit besonderer Hingebung und fast übergrosser Liberalität sorgte er für das Anwachsen und Gedeihen der durch ihn errichteten paläontologischen Universitätssammlung. Den Grundstock derselben bildete seine eigene, nicht unbedeutende Privatsammlung, die er der Universität geschenkweise überliess, verbunden mit Materialien, die ihm aus dem Bestande der zoologischen (Coll. Kner) und mineralogischen Universitätssammlungen zugewiesen wurden. Dazu kamen ferner eine grössere Sammlung schwäbischer Jurafossilien (Coll. Fromm), eine Sammlung recenter Conchylien (Coll. Walser) und die Redtenbacher'sche Sammlung, welche durch Kauf erworben wurden, eine grosse Sammlung aus dem Wiener Tertiärbecken, welche Kriegscommissär Letocha der Universität erblich vermacht hatte, und eine von A. Schloenbach geschenkte Sammlung aus Norddeutschland. Unter den späteren Erwerbungen seien noch eine Sammlung aus dem rheinischen Devon, dann eine prächtige Crinoidensuite aus dem nordamerikanischen Kohlenkalk, eine Sammlung von Seeigeln aus dem Schweizer Jura und das Knochenmaterial von Pikermi hervorgehoben.

Schon seit lange dürfte sich bei ihm ein Herzleiden herausgebildet haben, das er anfangs nicht beachtete, wie dies ja bei sonst gesunden, kräftigen Menschen so häufig der Fall ist. Es lag in seiner, bei aller äusseren Ruhe doch sehr lebhaften Natur, streng und rasch zu arbeiten, alle, namentlich die ersten Schwierigkeiten im Sturme überwinden zu wollen. So liess er sich durch sein Temperament oft zu masslosen Uebertreibungen bei geistigen, wie körperlichen Arbeiten, z. B. Aufnahmstouren, hinreissen. Dies musste das unbeachtete und unerkannte, vielleicht angeborene Uebel umsomehr steigern, als er sich nach dem Grundsatze „Rast' ich, so rost' ich" keine Ruhepause, keine Erholung gönnte. Namentlich die andauernden Anstrengungen der letzten Jahre hatten seine Gesundheit tief erschüttert. Es kamen einige acute Erkrankungen der Lunge und der Pleura hinzu, nach welchen er sich im Sommer 1889 in Radstadt zwar ziemlich gut wieder erholte, allein sein Leiden war nicht mehr zum Stillstand zu bringen, nach Weih-

nachten 1889 musste er das Bett aufsuchen, das er nicht mehr verlassen sollte.

Mehrere Wochen lang hat er schwer gelitten und doch entrang sich kein Klagelaut seinen Lippen, er wollte die Seinen nicht betrüben. Sein Kopf war noch immer erfüllt von Ideen, von Plänen zu grossen und immer grösseren Unternehmungen; sein Geist blieb ungebeugt inmitten schwersten körperlichen Siechthums.

Fast schon mit dem Tode ringend, hat er noch an den kaukasischen Jurafossilien gearbeitet und wenige Tage vor seinem Ende hat er seinen letzten Ammoniten beschrieben, indem er den Text seiner ihn mit aufopfernder Liebe pflegenden Gemalin in die Feder dictirte.

So starb er in der Erfüllung seiner Lebensaufgabe, aufrechten, starken Geistes, bei ungebrochener Schaffenskraft, bis zum letzten Augenblicke die Herrschaft über sich selbst bewahrend.

Was er für die Wissenschaft bedeutete, lässt sich heute dem vollen Umfange nach noch kaum ermessen. Eine der glänzendsten und zugleich edelsten, bewundernswerthesten Erscheinungen auf dem wissenschaftlichen Gebiete ist in ihm vernichtet worden. Er war eine speculativ angelegte Natur, voll combinatorischer Kraft, von nie versagendem Ideenreichthum, dabei aber zugleich ein vorsichtig kritischer und streng inductiv verfahrender Forscher, ein gewissenhafter Beobachter, der sich bei seinem Streben nach allgemeineren Gesichtspunkten nie zu weit vom festen Boden der Thatsachen entfernte.

Diese glückliche Beanlagung, in Verbindung mit einem erstaunlichen Gedächtnisse, einem unermüdlichen Fleisse und einer unstillbaren Arbeitsfreudigkeit machte es ihm möglich, nach einem kurzen Leben eine wissenschaftliche Arbeit zu fördern, welche ihm eine der ersten Stellen in der Geschichte unserer Wissenschaft sichern wird. Der Same, den dieser edle, geniale Mann auf so vielen Gebieten der Naturwissenschaft mit nimmermüder Hand ausgestreut hat, geht auf und schiesst lebensvoll in die Halme, seine Gedanken befruchten allenthalben, wo Naturforschung betrieben wird, die Arbeiten der Nachfolger und geben ihnen Richtung und inneren Werth. Sein Wirken wird unvergängliche Spuren zurücklassen, sein Andenken im Herzen seiner Freunde niemals erlöschen.

Verzeichniss der Schriften M. Neumayr's. [1])

1868.

Neumayr M., Petrographische Studien im mittleren und oberen Lias Württembergs. Württemberg. naturw. Jahreshefte 1868, XXIV. Jahrg., 1—53.

— und Stache, Klippen bei Lublau und Jarembina. Verhdl. 1868, pag. 258.

Neumayr M. und Stache, Ueber einige neue Versteinerungsfundorte in den Klippen. Verhdl. 1868, pag. 282.

— Petrefacten der spanischen Trias in der Verneuil'schen Sammlung. Verhdl. 1868, pag. 348.

[1]) In dieses Verzeichniss wurden die zahlreichen Referate Neumayr's, die hauptsächlich im Neuen Jahrbuche und unseren Verhandlungen erschienen sind, nicht aufgenommen. Folgende Kürzungen sind gebraucht: Verhdl. = Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt. Jahrb. geol. R.-A. = Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt. N. Jb. = Neues Jahrbuch für Mineral., Geol. und Paläont.

1869.

Neumayr M., Cephalopoden aus Halobienschichten Iudicariens. Verhdl. 1869, pag. 12.
— Ueber Dogger und Malm im penninischen Klippenzug. Verhdl. 1869, pag. 87.
— Ueber jungtertiäre Süsswasserablagerungen in Dalmatien und Croatien. Verhdl. 1869, pag. 106.
— Ueber eine Höhle mit Resten von *Ursus spelaeus* im Kalke des Maguraberges bei Zakopane in der Hohen Tatra (Galizien). Verhdl. 1869, pag. 147.
— Das Sandsteingebiet im östlichen Theile des Unghvárer Comitates. Verhdl. 1869, pag. 216.
— Die Cephalopoden der Oolithe von Balin. Verhdl. 1869, pag. 392.
— Beiträge zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen.
1. Die dalmatinischen Süsswassermergel, pag. 355.
2. Die Congerienschichten in Kroatien und Westslavonien, pag. 370. Jahrb. geol. R.-A. 1869, XIX. Bd. 355—382. (Mit 4 Tafeln.)

1870.

— Petrefacten aus dem Gebiete von Krakau. Verhdl. 1870, pag. 178.
— Ueber die Identität von *Perisphinctes Greppini Opp. sp.* und *Perisphinctes oxyptychus Neum.* Verhdl. 1870, pag. 249.
— Ueber die Hornsteinkalke des südlichen karpathischen Klippenzuges. Verhdl. 1870, pag. 324.
— Ueber einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Macrocephalen-Schichten. Jahrb. geol. R.-A., 20. Bd., 1870, pag. 147—157. Mit 3 Tafeln.
— Jurastudien.
1. Die Klippe von Czettechowitz in Mähren, pag 549.
2. Ueber Tithonarten im fränkischen Jura, pag. 556. Jahrb. d. geol. R.-A. 1870, XX. Bd., pag. 549—558. Mit einer Tafel.

1871.

— Ueber die geologische Beschaffenheit des Falzthurnthales in Nordtirol. Verhandlungen 1871, pag. 4.
— Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum Opp.* im Nagy-Hagymas-Gebirge in Siebenbürgen. Verhdl. 1871, pag. 21.
— Aus den Sette Communi. Verhdl. 1871, pag. 165.
Neumayr M., Ueber die im mittleren und oberen Jura vorkommenden Arten der Gattung *Phylloceras*. Verhdl. 1871, pag. 169.
— Das Karwendelgebirge. Verhdl. 1871, pag. 235.
— Vom Haller Salzberg. Verhdl. 1871, pag. 306
— Ueber *Phylloceras Zignoanum d'Orb.* Verhdl. 1871, pag. 352.
— Die Cephalopoden-Fauna der Oolithe von Balin. Abhandl. g. R.-A. 1871, V. Bd., pag. 19—54. Mit 7 Tafeln.
— Jurastudien. 3. Die Phylloceraten des Dogger und Malm. Jahrb. geol. R.-A. XXI. Bd., pag. 297—355. (Mit 6 Tafeln.) — 4. Die Vertretung der Oxfordgruppe im östlichen Theile der mediterranen Provinz. (Mit 4 Tafeln.) Jahrb. geol. R.-A. XXI. Bd., pag. 355—379. — 5. Der penninische Klippenzug. Jahrb. geol. R.-A. XXI. Bd., pag. 450—537.

1872.

— Ueber Jura-Provinzen. Verhdl. 1872, pag. 54.
— Die geologische Stellung der slavonischen Paludinenthone. Verhdl. 1872, pag. 69.
— Versteinerungen aus Russland. Verhdl. 1872, pag. 104,
— Die Umgebung von Reutte in Tirol (Lechthal). Verhdl. 1872, pag. 270.
— Ueber Tertiär in Westslavonien. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Berlin 1872, XXIV. Bd., pag. 796.

1873.

— Tenuilobatenschichten und Astartien im Schweizer Jura. Verhdl. 1873, pag. 144.
— Ueber Charakter und Verbreitung einiger Neocomcephalopoden. Verhdl. 1873, pag. 288.
— Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* im östlichen Theile der mediterranen Provinz. Verhdl. 1874, pag. 29.

1874.

— Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. Abhandl. geol. R.-A. 1874, V. Bd., pag. 141—257. Mit 12 Tafeln.
— Ueber den oberen Jura des Bas-Bugey in Südfrankreich. Verhdl. 1874, pag. 37.

1875.

— Die Aralo-Kaspi-Niederung. Verhdl. 1875. pag. 31.
— Zur Bildung der Terra rossa. Verhdl. 1875, pag. 50.

Neumayr M., Der Kalk der Acropolis von Athen. Verhdl. 1875, pag. 68.
— Die Insel Kos. Verhdl. 1875, pag. 170.
— und Herbich, Beiträge zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen. Die Süsswasserablagerungen im südöstlichen Siebenbürgen. Jahrb. geol. R.-A. 1875, XXV. Bd., pag. 401.
— Tertiäre Süsswasserablagerungen in Siebenbürgen. Verhdl. 1875, pag. 330.
— Ueber Kreideammonitiden. Sitzungsber. d. k. Akad. Wien 1875, LXXI. Bd., pag. 639—693.
— Die Ammoniten der Kreide und die Systematik der Ammonitiden. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. Berlin 1875, XXVII. Bd., pag. 854—942.
— und Paul, Die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens und deren Fauna. (Mit 10 Tafeln.) Abhandl. k. k. geol. R.-A. Wien 1875, VII. Bd., 3. Heft.
Vorlage dieser Arbeit in d. Sitz. d. Deutsch. geol. Ges. Zeitschr. XXVII. Bd., pag. 724.

1876.

— Die Halbinsel Chalkidike. Verhdl. 1876, pag. 45.
— Die Formenreihe der *Melanopsis impressa*. Verhdl. 1876, pag. 53.
— Geologische Arbeiten im Orient. Verhdl. 1876, pag. 219, 221, 225.
— Das Schiefergebirge der Halbinsel Chalkidike und der thessalische Olymp. Jahrb. geol. R.-A. XXVI. Bd., pag. 249.
— Ueber die Beziehungen der russischen Juraablagerungen zu denjenigen Westeuropas und Indiens. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1876, XXVIII. Bd., Sitzungsprotokoll 647.
— Die Ornatenthone von Tschulkowo und die Stellung des russischen Jura. Benecke's paläontol. Beiträge, 1876, Bd. II, pag. 321—367. Mit einer Tafel.
— Ueber einige neue Vorkommnisse von jungtertiären Binnenmolluskeln. Verhdl. 1876, pag. 366.

1877.

— Ueber einen Conglomeratgang im Karpathensandstein des Unghvárer Comitates in Ungarn. Verhdl. 1877, pag. 126.
— Geognostische Untersuchungen und Kartenaufnahmen in Griechenland und in der europäischen Türkei. Ueber das Alter der Kalke des Pentelicon und des Hymettus. Vortrag und Discussion in der 25. allgem. Versamml. d. Deutschen geol. Ges. zu Wien, am 27. Sept. 1877. Zeitschr. XXIX. Bd., pag. 631, 632.
Neumayr M., Bemerkungen über den russischen Jura. N. Jb. 1877, pag. 791 bis 797.
— Die Zone der *Terebratula Aspasia* in den Südalpen. Verhdl. 1877, pag. 177

1878.

— Ueber unvermittelt auftretende Cephalopodentypen im Jura Mitteleuropas. Jahrb. geol. R.-A. XXVIII. Bd., pag. 37.
— Ueber isolirte Cephalopodentypen im Jura Mitteleuropas. Verhdl. 1878, pag. 94.
— Bemerkungen zur Gliederung des oberen Jura. Verhdl. 1878, pag. 272.
— Remarques sur la classification du Jurassique supérieur. Bull. Soc. géol. de France. 3. sér. VII. 1878/79, pag. 104—108.

1879.

— Psilonotenschichten aus den nordöstlichen Alpen. Verhdl. 1879, pag. 32.
— Zur Kenntniss der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. (Mit 7 Tafeln.) Abhandl. geol R.-A. 1879, VII. Bd., 5. Heft.
— *Mastodon arvernensis* aus den Paludinenschichten Westslavoniens. Verhdl. 1879, pag. 176.
— Ueber die jungtertiären Binnenablagerungen im südöstlichen Europa. Vortrag, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1879, XXXI, Sitzungsprotokoll pag. 644.

1880.

— Der geologische Bau des westlichen Mittel-Griechenland. (Mit 1 Tafel und 1 Holzschnitt.) Denkschr. k. Akad. Wien 1880, XL. Bd., pag. 91—128.
— Geologische Beobachtungen im Gebiete des thessalischen Olymp. Denkschr. k. Akad. Wien 1880, XL. Bd., pag. 315 bis 320.
— Geologische Untersuchungen über den nördlichen und östlichen Theil der Halbinsel Chalkidike. (Mit einem Holzschnitt.) Denkschr. k. Akad. Wien 1880, XL. Bd., pag. 328—339.
— Ueber den geologischen Bau der Insel Kos und die Gliederung der jungtertiären Binnenablagerungen im Archipel. (Mit 1 Karte, 2 Tafeln und 1 Holzschnitt.) Denkschr. d. k. Akad. Wien 1880, XL. Bd., pag. 213—314.
—, A. Bittner und F. Teller. Ueberblick über die geologischen Verhältnisse eines Theiles des ägäischen Küstenlandes. (Mit 3 Karten.) Denkschr. d. k. Akad. Wien 1880, XL. Bd., pag. 379 bis 415.

Neumayr M. und Frank Calvert. Die jungen Ablagerungen am Hellespont. (Mit 2 Taf.) Denkschr. d. k. Akad. Wien. 1880, XL. Bd., pag. 357—378.
— Tertiäre Binnenmollusken aus Bosnien und der Herzegowina. Jahrb. geol. R.-A. XXX. Bd., pag. 463.
— Paläontologie und Descendenzlehre. Verhdl. 1880, pag. 83.
— Tertiär aus Bosnien. Verhdl. 1880, pag. 90.
— Ueber das Alter der Salzgitterer Eisensteine. Brief an W. Dames. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1880, XXXII, pag. 637.
— Die Mittelmeer-Conchylien und ihre jungtertiären Verwandten. Jahrb. d. deutschen malacozoolog. Gesellsch. 1880, 2. Heft.

1881.

— Ueber einige von B. Vereschagin gesammelte Ammoniten aus Turkestan. Verhdl. 1881, pag. 325.
— und V. Uhlig. Ueber Ammonitiden aus den Hilsbildungen Norddeutschlands. (Mit 42 Tafeln.) Paläontographica. 1881, XXVII Bd., 3.—6. Lief.
— Nachträgliches zum Referat 1881, I, pag. 435. N. Jb. 1881, II, pag. 106.
— Ueber *Loriolia*, eine neue Echinidengattung. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1881, XXXIII. Bd., pag. 570—574.
— Die krystallinischen Schiefer in Attika. Zeitschr. d deutsch. geol. Ges. Berlin 1881, XXXIII. Bd., pag. 454—465.
— Ueber den Lias im südöstlichen Tirol und in Venetien. N. Jb. 1881, I Bd., pag. 207—227.

1882.

— Die diluvialen Säugethiere der Insel Lesina. Verhdl. 1882, pag. 161.
— Zur Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens. Sammlung gemeinverständl. Vorträge von Virchow und Holtzendorf. 1882, XVII. Ser., pag. 392.
— Theorien über die Zukunft der Erde. Schrift. d. Vereines zur Verbr. naturw. Kenntn. in Wien. 1882, XXII. Bd, pag. 109—136.
— Morphologische Studien über fossile Echinodermen. (Mit 2 Tafeln.) Sitzb. k. Akad. Wien, 1882, LXXXIV. Bd., pag. 143—176.
— Ueber den alterthümlichen Charakter der Tiefseefauna. N. Jb. 1882, I, pag. 123 bis 132.
— und Holub. Ueber einige Fossilien aus der Uitenhage-Formation in Süd-Afrika. (Mit 2 Tafeln.) Denkschr. k. Akad. Wien 1882, XLIV. Bd., pag. 267 bis 276.
Neumayr M., Die Raubthiergattung *Eupleres*. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, XXXIV. Sitzungsprotokoll 663.
— Ueber einen Saurierrest von Windisch-Bleiberg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, XXXIV. Bd., Sitzungsprotokoll 663.

1883.

— Ueber ein *Lytoceras* mit erhaltener Mündung. Verhdl. 1883, pag. 30.
— Ueber Bivalvenschlösser. Vortrag, gehalten in der Versammlung d. Deutsch. geol. Ges. zu Stuttgart. 1883, Zeitschr. XXXV. Bd., pag. 635.
— Vorlage eines Berichtes über einen Nomenclator palaeontologicus. Sitzungsprotokoll der Versamml. d. Deutsch. geol. Ges. zu Stuttgart. 1883, Zeitschrift. XXXV. Bd., pag. 635.
— Ueber einige tertiäre Süsswasserschnecken aus dem Oriente. Verhdl. 1883, pag. 281.
— Ueber klimatische Zonen während der Kreide- und Jurazeit. (Mit 1 Karte.) Denkschr. k. Akad. Wien 1883, XLVII. Bd., pag. 277—310.
— Ueber Brachialleisten („nierenförmige Eindrücke") der Productiden. Mit 1 Taf. N. Jb. 1883, II, pag. 27—37.
— Der Bericht des *Francesco del Nero* über die Bildung des Mte. Nuovo bei Neapel. N. Jb. 1883, II, 45—51.
— Ueber einige tertiäre Süsswasserschnecken aus dem Oriente. (Mit 1 Tafel.) N. Jb. 1883, II, pag. 37—45.
— Ueber einige Süsswasserconchylien aus China. N. Jb. 1883, II, pag. 21—27.
— Zur Morphologie des Bivalvenschlosses. Sitzb. k. Akad. (Mit 2 Tafeln.) 1883, LXXXVIII Bd., pag. 385 bis 418.

1884.

— Die Intratrappeanbeds im Deckan und die Laramiegruppe im westlichen Nordamerika. N. Jb. 1884, I, pag. 74.
— *Triglyphus* u. *Tritylodon*. N. Jb. 1884. I, pag. 279.
— Ueber die Mundöffnung von *Lytoceras immane Opp.* (Mit 1 Tafel.) Beitr. zur Palaeontologie Oesterreich-Ungarns. 1884, III. Bd., pag. 101—104.
— Die Thierwelt in der Juraformation. Schrift d. Ver. zur Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien 1884. 47 Seiten.

1885.

— und A. Bittner. Das Schiefergebirge bei Athen. N. Jb. 1885, I. Bd., pag. 151.
— Die geographische Verbreitung der Juraformation. (Mit 2 Karten u. 1 Tafel.) Denkschr. d. k. Akad. 1885, L. Bd., pag. 57—145.)

1886.

Neumayr M., Juraablagerungen von Waidhofen a. d. Ybbs. Verhdl. 1886, pag. 348.
— Erdgeschichte I. Bd. Allgemeine Geologie. (Mit 334 Abbildungen im Text, 15 Aquarelltafeln und 2 Karten.) 653 Seiten 8°. Leipzig 1886, Bibliographisches Institut. Eine, von Nathorst besorgte schwedische Ausgabe ist im Erscheinen begriffen.
— Ueber *Amaltheus Balduri* und über die Gattung *Cardioceras*. N. Jb. 1886, I. Bd., pag. 95.

1887.

— Reste von *Listriodon* aus dem Leithakalke. Verhdl. 1887, pag. 302.
— Ueber geographische Verbreitung von Jura- und Kreideschichten. N. Jb. 1887, II. Bd., pag. 279.
— Ueber die Beziehung zwischen der russischen und der westeuropäischen Juraformation. N. Jb. 1887, I. Bd., pag. 70—88.
— Ueber recente Exemplare von *Paludina diluviana Kunth.* und andere Conchylien von Sulina. Verhdl. 1887, pag. 303.
— Ueber Trias- und Kohlenkalkversteinerungen aus dem nordwestlichen Kleinasien (Provinz Karassi). Anzeiger d. k. Akad. d. Wiss. pag. 241–243.
— Pliocäne Meeresconchylien aus Aegypten. Verhdl. 1887, pag. 350.
— Erdgeschichte. II. Bd. Beschreibende Geologie. Mit 581 Abbildungen im Text, 12 Aquarelltafeln und 2 Karten. Leipzig 1887. 879 Seiten. 8°.
— Die natürlichen Verwandtschaftsverhältnisse der schalentragenden Foraminiferen. Sitzb. k. Akad. Wien. 1887, XCV Bd., pag. 156—186. (Mit 1 Tabelle.)
— Ueber *Paludina diluviana Kunth.* (Mit 1 Tafel.) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1887, XXXIX. Bd., pag. 605–625.

1888.

— Hyopotamusreste von Eggenburg. Verhdl. 1888, pag. 283.
Neumayr M., Ketten- und Massengebirge. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereines München. 1888, XIX. Bd., pag. 1—24.
— Aus dem Nagy-Hagymás-Gebirge. Jahrbuch des siebenbürgischen Karpathenvereines. VIII. Jahrgang. 1888, pag. 28 bis 38. 8°. Hermannstadt.

1889.

— Ueber einige Belemniten aus Centralasien und Südafrika und über den Canal der Belemniten. Verhdl. 1889, pag. 52.
— Ueber die Herkunft der Unioniden. Sitzungsber. k. Akad. Wien. XCVIII Bd., pag. 5—26. Mit 3 Tafeln.
— Die klimatischen Verhältnisse der Vorzeit. Schrift. d. Ver. z. Verbreitung naturw. Kenntn. Wien 1889. 29. Cyclus, pag. 229—277.
— Ueber Bergstürze. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereines. Wien 1889. XX. Bd., pag. 19—56. (Mit 4 Tafeln.)
— Die Stämme des Thierreiches. Wirbellose Thiere. I. Bd. Mit 192 Textbildern. 603 Seiten 8°. Wien und Prag 1889. Verlag von F. Tempsky.
— Calostylis und die perforaten Hexacorallier. N. Jb. 1889, II, pag. 44–53.

1890.

— Ueber neuere Versteinerungsfunde auf Madagascar. N. Jb. 1890. I, 1—9.
— Kritische Bemerkung über die Verbreitung des Jura. N. Jb. 1890, I. Bd., pag. 140—160.
— und E. Naumann. Zur Geologie und Paläontologie von Japan. (Mit 15 Textfiguren und 5 Tafeln.) Denkschrift. k. Akad. Wien 1890. LVII. Bd., pag. 1 bis 42.
— Süsswassermollusken aus China, enthalten im Reisewerke über die Graf Széchenyi'sche Expedition, im Drucke befindlich. Budapest 1890.

Zur Vervollständigung dieses Verzeichnisses sei hervorgehoben, dass folgende Arbeiten Neumayr's aus dessen literarischem Nachlasse im Laufe des Jahres erscheinen werden, und zwar: „Bivalven" (II. Bd. der Stämme des Thierreiches, erste Abtheilung), „Ueber Bergstürze" (Ueber Land und Meer) und „Ueber kaukasische Jurafossilien" (herausgegeben von V. Uhlig).

Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck.

Von **Dr. J. Blaas,**
Privatdocent an der Universität Innsbruck.

(Mit einer in Farben gedruckten Karte, Taf. I.)

Die Veranlassung zur folgenden Arbeit gab ein ehrender Auftrag des Directors der k. k. geologischen Reichsanstalt, Herrn Hofrath D. Stur, welcher im Jahre 1887 die Gegend von Innsbruck speciell zum Studium der diluvialen Ablagerungen besuchte. Ich hatte damals die Freude, einen unserer ersten Geologen auf seinen Wanderungen begleiten und ihm unsere in vieler Hinsicht so complicirten Verhältnisse der diluvio-glacialen Bildungen vorführen zu können. Seinem beim Abschiede ausgesprochenen Wunsche, meine Beobachtungen über die diluvialen Ablagerungen in der Gegend um Innsbruck in die grosse Generalstabskarte im Maasse von 1 : 25000 einzutragen, kam ich sofort nach. Das Detail dieser Karte machte viele neue Begehungen nothwendig und diese lieferten ihrerseits wieder manches Interessante zu dem schon Bekannten hinzu. Andererseits hinderten ein gewisses Uebermaass in der lehramtlichen Thätigkeit und andere Arbeiten ein rascheres Weiterkommen und schliesslich blieb die Karte nach ihrer Vollendung aus verschiedenen Gründen bis zum heurigen Sommer liegen. Erst ein neuerlicher Besuch des Herrn Hofrathes D. Stur im August dieses Jahres und seine wiederholte Aufmunterung veranlassten mich zur Publication der Karte im reducirten Maassstabe der Generalstabskarte 1 : 75000 und eines erläuternden Textes.

Zwar habe ich schon im Jahre 1885 in einer in der Ferdinandeumszeitschrift erschienenen Abhandlung „Ueber die Glacialformation im Innthale" einen Versuch gemacht, die diluvialen Ablagerungen unserer Umgebung zu schildern, allein sowohl die zahlreichen in der Arbeit enthaltenen Details, als auch die nur beschränkt verbreitete Publicationsstelle, vielleicht auch der Umstand, dass ich mich damals in speculative Erörterungen eingelassen, deren Zweck war, eine gewisse Auffassung dieser Bildungen zu vertheidigen, die sich nicht allgemeiner Anerkennung erfreute, mag einer weiteren Verbreitung der genannten Arbeit hinderlich

gewesen sein. Und doch ist es im hohen Grade wünschenswerth, dass die Verhältnisse der diluvialen Ablagerungen gerade unseres Gebietes einer eingehenden Würdigung von Seite möglichst zahlreicher Forscher unterzogen werden möchten, damit die bisher bestehenden Differenzen in der Auffassung dieser Gebilde, welche einem gedeihlichen Fortschritte in der Erforschung der diluvialen Ablagerungen überhaupt sehr hinderlich im Wege stehen, ehethunlichst behoben würden. Nach meiner Meinung würden sehr viele an die Besprechung dieser Ablagerungen sich knüpfende Zwiste unter den Forschern weniger bedeutend und über manche Punkte würde leichter eine Verständigung zu erzielen sein, wenn es nicht so schwierig wäre, sich über die thatsächlichen Verhältnisse aus der vorhandenen Literatur zu unterrichten. Vielleicht wäre eine Uebereinstimmung in manchen Punkten möglich, wenn eine Publication vorläge, durch welche man in die Lage versetzt wäre, an Ort und Stelle jede der wichtigeren Ablagerungen sofort als das zu erkennen, als was sie die einzelnen Autoren, die sie zum Gegenstande einer Erörterung machten, aufgefasst haben. Nach meiner Erfahrung sind sehr viele Differenzen bezüglich unserer, eine so hervorragende Bedeutung einnehmenden, diluvioglacialen Bildungen dadurch entstanden, dass flüchtige Besucher der Gegend, denen stets nur einzelne Theile und nicht eine Uebersicht über das Ganze vorschwebten, eine Ablagerung, z. B. eine Moräne, als diejenige ansahen, welcher dieser oder jener Forscher diese oder jene Bedeutung beigelegt habe, obwohl der Autor eine andere Stelle im Auge hatte. Es ist dies bei Bildungen, die sich äusserlich oft sehr ähnlich sehen, noch dazu auf einen kleinen Raum zusammengedrängt sind und bei deren Darstellung ausführliche bildliche Hilfsmittel nicht angewendet wurden, sehr erklärlich und verzeihlich. So wurde öfter gegen einen Strohmann gekämpft, der sich erst nach mündlicher Aufklärung zwischen den Gegnern als solcher entpuppte. Solchen Uebelständen würde natürlich am einfachsten dadurch abgeholfen, wenn eine klare und von theoretischen Betrachtungen freie Darstellung der thatsächlichen Verhältnisse mit Angabe der von den einzelnen Autoren daran geknüpften Folgerungen vorläge.

Diese Ueberlegungen waren bei der Abfassung der folgenden Zeilen massgebend. Ich will hier nicht hervorheben, welche Schwierigkeiten sich der Arbeit entgegenstellen; bei den vorhandenen complicirten Verhältnissen, bei der Verschiedenheit der Auffassungen und beim Mangel einer allgemein verständlichen Nomenclatur wird dies jeder fühlen, der sich die Mühe nimmt, unsere Ablagerungen selbst zu studiren. Ich habe mir die Arbeit und dem Leser das Verständniss bedeutend durch zahlreiche bildliche Darstellungen erleichtert; dem Urtheile der Fachmänner muss ich es überlassen, ob es mir gelungen ist, das objectiv Gegebene auch über die eigenen Brillen hinweg mit den Augen der verschiedenen, sich widersprechenden Forscher zu sehen.

Ich gebe zunächst eine übersichtliche petrographische Beschreibung der entwickelten Ablagerungen und füge daran die Schilderung der einzelnen Vorkommnisse.[1])

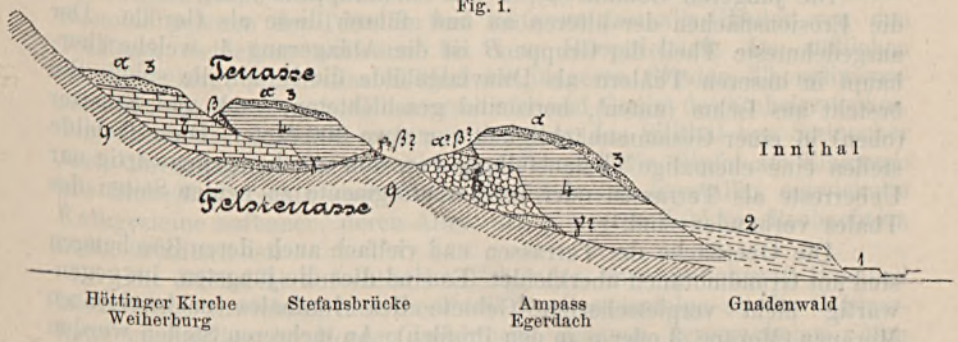
[1]) Da es mir in den vorliegenden „Erläuterungen“ vorzüglich darauf ankommt, eine Uebersicht über unsere Ablagerungen zu geben, verweise ich bezüglich zahlreicher Details sowohl im petrographischen als im topographischen Theile auf meine

Uebersicht über die zu besprechenden Bildungen und deren gegenseitige Lagerung.

Auf der Karte wurden 7 oder, mit Einbeziehung eines zweifelhaften, 8 Glieder unterschieden, welche in drei Gruppen gebracht und ihrem Alter nach geordnet unter folgenden Namen beschrieben werden[1]):

1. Alluviale Schotter der Thalsohle } Gruppe *A*
2. Postglacialer Kegelschutt }
3. Hangendmoräne, Moräne der letzten Vergletscherung, Moräne α } Gruppe *B*
4. Terrassen-Sand und -Schotter }
(5. Liegendmoräne, Moräne β) }
6. Conglomerat } Gruppe *C*
7. Breccie }
8. Moräne γ }
9. Grundgebirge.

Fig. 1.



Idealprofil durch die diluvio-glacialen Ablagerungen im Innthale.

1. Alluviale Thalebene. 2. Postglaciale Schuttkegel. 3 α. Moräne α 4. Terrassen-Sand und -Schotter. 5 β. Moräne β. 6. Conglomerat. 7. Breccie. 8 γ. Moräne γ. 9. Grundgebirge.

Um möglichst schnell ein Bild davon zu geben, wie ich mir das gegenseitige Verhältniss der Ablagerungen vorstelle, habe ich sämmtliche Bildungen in vorstehendem Idealprofil (Fig. 1) vereinigt.

Der Schnitt durch's Grundgebirge bringt zur Darstellung, dass auch nach Entfernung der diluvialen Massen eine Vorstufe zum Hochgebirge übrig bleibt, dass das Innthal in vorglacialer Zeit eine Felsterrasse besass. Ueber der alten Thalsohle und Terrasse erscheinen nunmehr verfestigte Sedimente, und zwar eine von der Mehrzahl der Forscher als mächtiger Schuttkegel gedeutete Ablagerung, die „Höttinger Breccie" (Nr. 7 in den Profilen), am Gehänge im Norden der Stadt Innsbruck und Conglomerate (Nr. 6 in den Profilen), die theils als unzweifel-

oben citirte Arbeit „über die Glacialformation im Innthal". Ich werde im folgenden Texte nur jenen Stellen und Ablagerungen, welche für die Frage nach der Gliederung und Altersfolge der Sedimente von Bedeutung sind, eine grössere Ausführlichkeit zu Theil werden lassen.

[1]) Bemerkt sei hier, dass ich den stellenweise mächtig entwickelten recenten (?) Gebirgsschutt (Verwitterungsschutt) in Karte und Text nicht aufgenommen habe.

hafte Flussschotter, theils in einer Weise entwickelt sind, welche es zweifelhaft lässt, ob man es mit Flussschottern oder mit den Ueberresten von Schuttkegeln aus Seitenthälern zu thun hat. Im Liegenden beider Gebilde wurden Moränen beobachtet, welche ich mit γ (Nr. 8 in den Profilen) bezeichnet habe. Ob die Moräne unter der Breccie und jene im Liegenden des Conglomerats gleichalterig sind oder nicht, liess sich bis jetzt nicht feststellen. Bekanntlich wird die Ueberlagerung der Moräne γ durch die Breccie wegen paläontologischer Schwierigkeiten von einem Theil der Forscher angezweifelt.

Es macht den Eindruck, als ob das Conglomerat eine ehemalige Thalausfüllung von der Höhe des gegenwärtigen „Mittelgebirges", d. h. der Hochterrasse, gewesen wäre; jedenfalls war dieselbe vor Ablagerung der nächstfolgenden Gebilde verfestigt und zu einer Terrasse erodirt. Eine gleiche Verfestigung und Erosion betraf ebenso vorher die Breccie. Ich habe die Ablagerungen 8, 7 und 6, da sie in älterer Zeit eine ähnliche Rolle gespielt, wie später die nächstfolgenden, als Gruppe *C* zusammengefasst.

Die jüngeren Gebilde (5), 4 und 3 (Gruppe *B*) lagern sich an die Erosionsflächen der älteren an und führen diese als Gerölle. Der ausgedehnteste Theil der Gruppe *B* ist die Ablagerung 4, welche überhaupt in unseren Thälern als Diluvialgebilde die Hauptrolle spielt. Sie besteht aus Lehm (unten), horizontal geschichteten Sand und Schotter (oben) in einer Gesammtmächtigkeit von etwa 300 Meter. Diese Gebilde stellen eine ehemalige Thalausfüllung vor, von welcher gegenwärtig nur Ueberreste als Terrassen oder Terrassenfragmente zu beiden Seiten des Thales vorhanden sind.[1])

Die Oberfläche der Terrassen und vielfach auch deren Böschungen sind mit Grundmoränen überkleidet. Es sind dies die jüngsten, im gegenwärtig nicht vergletscherten Gebiete des Innthales nachweisbaren Moränen (Moräne 3 oder α in den Profilen). An mehreren Stellen wurden auch im Liegenden dieser See- und Flussabsätze zugleich darstellenden Gebilde Grundmoränen beobachtet. Ob diese Grundmoräne mit γ ident, oder jünger als diese ist, konnte mehrfach mit voller Sicherheit nicht festgestellt werden. An einigen Punkten könnte man sie auch für die tief herabreichende Moräne α nehmen. Ich habe sie von beiden getrennt und mit β (oder Nr. 5 in den Profilen) bezeichnet; im Idealprofil deutet γ? β? oder β? α? obige Zweifel an.

An die Böschung der Terrassen-Sande und -Schotter legt sich nach Art einer niedrigen Vorstufe eine Bildung, bestehend aus grobem Schotter mit Sandzwischenlagen an. Bei genauerer Beobachtung erkennt man an ihr die verschmolzenen Schuttkegel aus den kleinen Mulden am Abfall der Hochterrasse. Sie sind nicht mehr mit Moränen bedeckt und wurden im Verein mit den aus den grösseren Seitenthälern und Tobeln sich herausbauenden, auch in ihrer äusseren Form sofort erkenntlichen Schuttkegeln als postglaciale Bildung (Nr. 2 in den Profilen) zu den alluvialen

[1]) Der Gedanke an eine ursprüngliche terrassenförmige Ablagerung, etwa zu Seiten eines Gletschers, wie er für ähnliche Gebilde von anderer Seite ausgesprochen wurde, scheint mir, so lange kein annehmbarer Beweis für eine solche Ansicht beigebracht wird, doch etwas gekünstelt.

Schottern der Thalsohlen (Nr. 1 in den Profilen) gezogen und mit diesen in einer Gruppe *A* vereinigt. Die Schuttkegel 2 sind die ältesten Ablagerungen, welche auf unserem Gebiete Artefacte und menschliche Ueberreste aus vorgeschichtlicher Zeit führen. Eine strenge Trennung von 2 und 1 ist nicht durchführbar, den beide Ablagerungen sind wesentlich gleich und bilden sich, wie man an vielen Schuttkegeln unseres Gebietes z. B. der sogenannten Rumer Mur, dem Schuttkegel der Melach etc. sehen kann, jetzt noch fort; die in Karte und Profilen beibehaltene Unterscheidung hat ihren Grund lediglich in der verschiedenen Form beider Gebilde im Terrain.

Petrographie.

Das Grundgebirge (9).

Bekanntlich trennt in der Gegend von Innsbruck der Inn das nördlich gelegene Kalkgebirge von dem südlichen Schiefergebirge. Die in nächster Nähe des Innthales die nördlichen Gebirgsketten bildenden Gesteine gehören der Trias an und umfassen fast alle Glieder von den Werfener Schichten aufwärts bis zum Hauptdolomit. Im südlichen Schiefergebirge trennt das Sillthal die jüngeren Glieder, Thonglimmerschiefer, von den älteren, Glimmerschiefer und Gneiss des Stubeierstockes. Von Osten her streichen sodann quer über das Sillthal ans Steinacher Joch die bekannten Carbonschichten, während die Gipfel am Eingange in's Stubeithal rechts und links eigenthümlich krystallin entwickelte Kalkgesteine aufbauen, deren Alter, der grösseren Zahl von Beobachtern nach, triadisch ist.

Mit Rücksicht auf einen im Folgenden hervorgehobenen Umstand ist es nicht unwichtig, hier das Profil der Gesteinsfolge an der Gebirgskette unmittelbar im Norden Innsbrucks genauer hervorzuheben. Man trifft am Gehänge emporsteigend graue, weissaderige dolomitische Kalke, graue bis schwarze Schiefer (Partnachschichten), eisenschüssige Rauchwacken, dunkle weissaderige Kalke (Guttensteiner), rothe, grünliche, gelbliche Schiefer und Sandsteine (Werfener Schichten?) bis zu einer Höhe von 1200 Meter in buntem Wechsel. Die rothen Schichten treten in zwei ost-westlich streichenden Zügen bei ca. 750 Meter und bei 1200 Meter zu Tage. Oberhalb des oberen dieser beiden Aufbrüche erscheinen die rothen Schichten nicht mehr an der Oberfläche und das herrschende Gestein bis an den Grat (ca. 2200 Meter) ist hellgrauer Wettersteinkalk.

Terrassenlehm, -Sand, -Schotter (4).

Die tiefsten Stellen an der Hochterrasse zeigen stets einen blaugrauen, plastischen Lehm. An vielen Punkten sind die untersten Partien ungeschichtet, erst in höheren Lagen stellt sich Schichtung in dünnen Lagen, gewöhnlich wechselnd mit Sand ein. Nach dem Waschen und Ausschlemmen der feinsten Partikelchen beobachtetet man unter dem Mikroskope eckige Quarz-, Feldspath-, Hornblende- und Kalksplitterchen. Mit Säuren brausen alle Proben mehr oder weniger, concentrirte Salzsäure zieht Kalk, Magnesia, Eisen und etwas Thonerde aus und bleicht

den Rückstand. An mehreren Stellen wird dieser Lehm zur Ziegelfabrication ausgebeutet.

Wie erwähnt, geht der Lehm überall in feinen Mehlsand über, wechsellagert mit ihm, bis letzterer endlich herrschend und nach oben immer grobkörniger wird. Der graue, selten eisenschüssige Sand ist gewöhnlich locker, sehr selten zu festerem Sandstein verkittet. Mikroskopisch beobachtet man meist mehr oder weniger scharfkantige Splitter von Quarz, spärlicher von Feldspath, dann braunen und weissen Glimmer mit Eisenoxyd überzogen, endlich gar nicht selten grasgrüne Splitter von Hornblende, Granatstückchen und späthigen Kalk. Kalk kommt übrigens in grösserer Menge und feiner Vertheilung durch die ganze Masse vor, daher das lebhafte Brausen aller unserer Sande mit Salzsäure Nach den vorherrschenden Bestandtheilen könnte man unsere Sande somit als Quarz-Glimmersande bezeichnen.

Das Material der auf die Sande folgenden Kies- und Schotterbildung besteht aus abgerollten Gesteinen des Influssgebietes, also aus schwarzen, grauen, hellgrauen bis gelblichweissen und weissen Kalken, Mergeln und Rauchwacken, Schiefern und Sandsteinen, ferner aus der ganzen Reihe der krystallinen Urgebirgsarten in der buntesten Abwechselung, ein guter Theil davon aus der Schweiz herüber geführt.

Die Gerölle sind abgerundet und zeigen unzweifelhaft den Transport durch Wasser an. Beachtenswerth ist die hochgradige Verwitterung, welche viele von ihnen, besonders die Gneisse erkennen lassen. Diese Verwitterung muss an ihrer gegenwärtigen Lagerstätte eingetreten sein, denn die Gerölle zeigen die Form von Flussgeröllen noch vollständig und zerfallen erst bei der Berührung in Grus. In dem Zustande ihrer gegenwärtigen Verwitterung und Auflockerung hätten sie ohne zu zerfallen nicht transportirt worden sein können.

Von organischen Resten ist bis jetzt in unseren Terrassen-Sanden und -Schottern keine Spur gefunden worden.

Moränen (3, 5, 8).

Es sind unter diesem Namen für unser Gebiet durchwegs nur Grundmoränen vom Charakter des deutschen Geschiebelehms zu verstehen. Blau- bis gelbgraue, mehr oder weniger feste, mitunter zehn und mehr Meter mächtige, seltener 0.5—1 Meter dicke ungeschichtete Ablagerungen von plastischem oder sandigem Lehm, gespickt mit zahlreichen gekritzten Geschieben und daher als Gletscherproducte sofort zu erkennen. Vorwiegend sind es die Kalke, welche häufig schön polirt und mit zahllosen kreuz- und quergezogenen, feineren oder gröberen Ritzen versehen sind. Seltener findet man Serpentine, welche die Ritzen deutlich zeigen, geritzte Gneisse, Glimmerschiefer, Phyllite, Amphibolite u. s. w. trifft man nur als grösste Seltenheit, so dass Moränen, welche nur Urgebirgsgerölle führen, viel unsicherer als solche zu erkennen sind. Von Flussgeröllen sind Moränengeschiebe indess auch ohne Ritzen gewöhnlich und nach einiger Uebung leicht zu unterscheiden. Während nämlich Flussgerölle meist allseitig gerundet sind und eine mehr oder weniger ausgesprochen ellipsoidische Gestalt besitzen, zeigen die Moränengeschiebe gewöhnlich ganz unregelmässig polyedrische Formen

mit stark gerundeten Kanten und mit einzelnen polirten neben rauhen Flächen. Jüngere Moränen traf ich nirgends besonders erhärtet, solche dagegen, welche durch ihre Lage als ältere gekennzeichnet sind, können selbst kräftigen Hammerschlägen merklichen Widerstand leisten. Daher erklärt sich auch die Erscheinung, dass solche Moränen in jüngeren Bildungen als Gerölle vorkommen. Mit Säuren brausen Proben aus allen in der Gegend vorkommenden Moränen. Unter dem Mikroskope gewährt Moränenschlamm, Lehm und Sand ein nicht erheblich verschiedenes Bild.

Postglaciale Schuttkegel (2).

Wie erwähnt, findet man am Fusse der Hochterrasse gewöhnlich eine niedrigere, etwa 20–30 Meter hohe Vorstufe, die im Gegensatze zu dem sonst den Fuss der Hochterrasse aufbauenden Lehm aus grobem Schotter und Kies besteht. Ich habe diese Bildung in meiner Arbeit vom Jahre 1885 unter dem Namen „Jüngere Alluvion" als jüngere Flussterrasse des Inns aufgefasst und beschrieben. Die sofort auffallenden Niveauverschiedenheiten dieser „Vorterrasse" erklärte ich damals als Erosionswirkung der vom Gehänge herabreichenden Gletscherzungen zur Zeit des Rückzuges der Vergletscherung. Winke von Seite der Fachgenossen, fortgesetzte Beobachtung und die höchst auffallende petrographische Verschiedenheit dieser Bildungen in unmittelbarer Nachbarschaft belehrten mich sodann, dass hier abgerutschte Massen der Hochterrasse und schuttkegelähnliche Bildungen aus kleinen Mulden derselben vorliegen, womit sodann die oben berührten Eigenthümlichkeiten einfach ihre Erklärung fanden. Diese Schuttmassen verschmelzen mit den eigentlichen, sofort als solche erkennbaren Schuttkegeln aus Seitenthälern so innig, dass eine Trennung von diesen nicht wohl durchführbar ist. Der Beginn der Ablagerung beider fällt wohl zusammen, doch unterscheiden sich die ersteren wesentlich dadurch von den letzteren, dass sie nicht, wie diese, jetzt noch fortwachsen. Sie sind, wie das feste Grundgestein und die Hochterrassengebilde mit einer oft zwei Meter mächtigen Decke eines gelblichen, steinigen Schlammes [1]) bedeckt, der auf den noch fortwachsenden Kegeln sowie auf den Alluvialbildungen der Thalsohle entweder ganz fehlt, oder eben von diesen jüngeren Absätzen bedeckt erscheint. Diese Schottermassen haben theils den ausgesprochenen Charakter von Flussbildungen, es sind abgerollte Gesteins-Sand- und Kiesanhäufungen gegenseitig auskeilend, aber immer deutlich geschichtet, oder aber sie gewähren das Bild von ungewaschenem, über steile Böschungen herabgekollerten Schutt mit eckigen, kantengerundeten Gesteinsfragmenten zwischen sandigem Schlamm, wie er unsere „Muren" charakterisirt.

[1]) Ich habe diesen gelblichen Schlamm in der öfter citirten Arbeit vom Jahre 1885 und in dem kleinen Aufsatze: „Ueber Spuren des Culturmenschen im Löss bei Innsbruck", Berichte des naturwissenschaftlich-medicinischen Vereines zu Innsbruck. 1884, als lössähnliche Bildung beschrieben. Man hat mich sodann belehrt und ich habe mich im Rheinthale selbst überzeugt, dass, wenn auch eine unverkennbare Beziehung zwischen beiden Gebilden vorhanden ist, der echte Löss durch seinen Kalkgehalt seine Fauna u. dergl. von unseren, wahrscheinlich eine Verwitterungsdecke vorstellenden Schlammmassen unterschieden werden kann.

Ueber die in diesen Schottern enthaltenen Spuren des Menschen in Form von Holzkohlen, Thonscherben, bearbeiteten Knochen von Thieren und menschlichen Körpertheilen werde ich an geeigneter Stelle das Nöthige mittheilen.

Conglomerat (6).

Die in unserem Gebiete vorkommenden Conglomerate sind entweder alte fluviatile Bildungen, alte Thalausfüllungen nach Art der gegenwärtigen Flussalluvionen, oder alter Kegelschutt.

Beide Bildungen bestehen aus Geröllen aller Art, die den entschiedenen Charakter eines ehemaligen Flusstransportes an sich tragen, verkittet durch ein kalkig-sandiges Cement. Ist letzteres sehr spärlich vorhanden und fehlen sandige Ausfüllungen, so erhält das Conglomerat jenes löcherliche Ansehen, das für diluviale Nagelflue besonders charakteristisch sein soll. Uebrigens erscheinen auch ausgedehnte Bänke unverfestigten Materiales zwischen conglomerirtem oder es geht der ganze Complex nach unten in loses Gerölle über. Zwischen den groben Geröllen und dem Kiese stellen sich gewöhnlich auskeilende Sandlagen ein, wodurch die Schichtung deutlicher wird. Die petrographische Zusammensetzung dieser conglomerirten Schotter gleicht vollständig jener der Terrassenschotter (4). Organische Reste wurden auch in ihnen nicht gefunden.

Breccien (7).

Breccien sind nur an der nördlichen Thalwand entwickelt; sie bauen sich nach Art von Schuttkegeln aus drei „Gräben" dieser Wand herab. Der östliche und mittlere verschmelzen im Norden der Stadt und bilden daselbst, an mehreren Stellen durch grosse Steinbrüche aufgeschlossen, eine durch Form und Farbe sofort auffallende, für das Landschaftsbild von Innsbruck charakteristische Ablagerung. Dieselbe ist unter dem Namen „Höttinger Breccie" in der neueren geologischen Literatur bereits eine Berühmtheit geworden, was mich einer ausführlichen Beschreibung derselben enthebt. Ich verweise hier auf Penck's Vergletscherung, woselbst auch die ältere Literatur sich angeführt findet.

Nur jene Verhältnisse, welche für die an diese Breccie sich knüpfenden Streitfragen von Bedeutung sind, will ich mit einigen Worten hervorheben.

Die Breccie besteht aus fest verkitteten, eckigen oder kantengerundeten Bruchstücken der das Gehänge, an welches sie sich anlehnt, zusammensetzenden Gesteine, also aus den früher aufgezählten triadischen Kalken, Dolomiten, Schiefern und Sandsteinen. Da und dort, jedoch sehr spärlich, ist ein Urgebirgsgerölle eingelagert. Es ist bemerkenswerth, dass in den tieferen Lagen die Breccie stets vorherrschend aus jenem Gesteine besteht, auf welchem sie gerade aufliegt. Als Bindemittel fungirt das feine Zerreibsel aller dieser Gesteine, besonders der Kalke und Sandsteine.

In der Literatur wird wiederholt eine „rothe" und eine „weisse" Breccie unterschieden, eine Trennung, welche sich auf die vorwiegende Färbung des Bindemittels bezieht. Beide Arten sind local

nicht getrennt, sondern kommen bis zu einer Höhe von 1200 Meter am Gehänge in Bänken untereinander gemischt vor. Ueber dieser oberen Grenze trifft man nur mehr weisse Breccie. Bei Auffassung derselben als eines Schuttkegels erklärt sich dies sehr einfach aus dem Umstande, dass über dieser Höhe, wie früher hervorgehoben wurde, die rothen Schichten im Profil des Grundgebirges nicht mehr erscheinen.

Die Verkittung ist sehr verschieden an verschiedenen Stellen. So bestehen die untersten Lagen im Höttinger- und in den Weiherburggräben fast nur aus losem, rothem Schlamm mit Gesteinsbrocken, an höheren Stellen, z. B. im Graben, finden sich sodann mitunter sehr mächtige Einlagerungen, welche einem nur lose verkitteten Conglomerate mehr ähnlich sehen, als einer Breccie. An solchen Stellen sind ganz im Gegensatze zu dem gewöhnlich scharfkantigen, sehr frischen Bruchmaterial sämmtliche Fragmente mehr weniger gerundet, oberflächlich verwittert, mit Schlagmatzen und seichten Furchen versehen, so dass man nicht selten auf den ersten Blick ein gekritztes Geschiebe vor sich zu haben glaubt, verkittet durch ein mörtelartiges, hellgraues Cement.

Organische Einschlüsse in Form von Pflanzenabdrücken wurden bisher nur an zwei Stellen aufgefunden, oben im Höttinger Graben unmittelbar über dem zweiten Aufbruch der rothen Schichten, 1200 Meter hoch und unten in den Steinbrüchen, an letzterem Punkte fast nur Coniferennadeln.

Bekanntlich haben diese Pflanzenabdrücke eine lebhafte Controverse zwischen mehreren Phytopaläontologen hervorgerufen. Ich verweise hier auf meine diesbezügliche zusammenfassende Darstellung in einem Vortrage gehalten am 12. Februar 1889 im naturwissenschaftlich-medicinischen Verein in Innsbruck und abgedruckt in dessen Zeitschrift 1888—1889, pag. 97 ff. [1])

Um auch jenem Leser dieser Zeilen, der dem Gegenstande nicht durch Eingehen in seine Literatur näher treten will, wenigstens einen Blick in die an die Breccie sich knüpfenden Streitfragen zu ermöglichen, hebe ich in einigen Sätzen das Wesentlichste hieraus hervor.

Die von Pichler 1859 gefundenen Pflanzenreste bestimmte Unger als miocän. Unter ihnen befanden sich neben anderen:

Arundo Goepperti Heer,
Cyperitesarten,
Persea speciosa Heer,
Acer trilobatum Al. Br.,
Ulmus Braunii Heer,
Laurinea,
Laurus.

[1]) Die dort genannte Literatur ist folgende: Unger bei Pichler, Zeitschrift des Ferdinandeums. III. Folge, Innsbruck 1859. — Ettingshausen, Ueber die Flora der Höttinger Breccie. XC. Bd. der Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften. I. Abtheilung, Novemberheft 1884. — Stur, Beiträge zur Kenntniss der Flora des Kalktuffs und der Kalktuffbreccie von Hötting bei Innsbruck. Abhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1886, Bd. XII, Nr. 2. — Palla, Zur Frage der Palmennatur der Cyperites ähnlichen Reste aus der Höttinger Breccie. Verhandlungen der geolog. Reichsanstalt, 1887. — Wettstein, *Rhododendron Ponticum*, fossil in den Nordalpen. Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe. Jänner 1888. Bd. XCVII, Abtheilung I.

Nach der Bestimmung von Ettingshausen 1884, der zu jenen Exemplaren, die Unger gesehen, noch neue erhielt, blieben Arundo- und die Cyperitesarten mit einem Fragezeichen stehen, Acer erschien als *Acer Pseudoplatanus L.*, Persea, Laurinea, Laurus gehen in eine Art *Daphne Höttingensis Ett.* über, mehrere moderne Species kamen hinzu. Nach Ettingshausen kann die Flora sehr wohl diluvial sein.

Die Bestimmung Stur's, der weiters neu aufgefundenes Material zu den vorhandenen hierzu in die Hand bekam, ergab neuerdings das tertiäre Alter der Breccie. Besonders sind es die bei Unger und Ettingshausen als Cyperites aufgeführten Reste, deren Bestimmung als Blattfragmente von *Chamaerops* Aufsehen erregt hat. Ettingshausen's *Daphne* erscheint bei Stur als *Actinodaphne* u. s. w. Stur's Bestimmung erfuhr durch Palla 1887 insofern einen Angriff, als die *Chamaerops* wieder zurückverwiesen wird zur Sammelgattung *Cyperites* und durch Wettstein 1888 dadurch, dass letzterer die Actionodaphne als *Rhododendron Ponticum L.* bestimmte. Hiernach gestatten die Bestimmungen durch Ettingshausen, Palla und Wettstein die Breccie als diluvial anzusehen. Inwieferne für diese Auffassung auch stratigraphische Verhältnisse eintreten, wird aus der folgenden topographischen Detailschilderung hervorgehen.

Alluvialgebilde der Thalebene (1).

Das Studium dieser interessanten Bildungen, welches uns eine Vorstellung von dem Verlaufe der letzten geologischen Ereignisse in später vorhistorischer und in historischer Zeit gewähren soll, unterstützen leider nicht viele Aufschlüsse. Man ist hier auf die meist nur wenige Meter tiefen Grabungen bei Hausbauten und ähnlichen Arbeiten angewiesen. Ich habe diese Gelegenheiten in der Umgebung der Stadt fleissig ausgenützt und zeichne hiermit durch einige Striche den gewonnenen Einblick.

Die tiefst erschlossenen Punkte zeigen einen groben Flussschotter zwischen Kies- und auskeilenden Sandlagen ganz von Art jener Gebilde, welche das gegenwärtige Innbett erfüllen. Darüber liegt eine 1—2 Meter mächtige Schicht eines gelben sandigen Schlammes. Derselbe ist nicht überall ruhig horizontal ausgebreitet, sondern lässt eine gewisse Störung dieser Lagerung nach Art einer Flexur erkennen, indem die Schicht an einigen Stellen plötzlich etwas absinkt und sodann in einem tieferen Niveau wieder horizontal weiter zieht.

Auf einem guten Theil der Innthalsohle bildet diese wahrscheinlich einen alten Seeboden darstellende Schlammschicht, allmälig übergehend in die gewöhnlich nicht sehr mächtige Dammerde, das oberflächlichste Gebilde der Thalebene. An anderen Stellen liegen jedoch darüber die flachen, oft sehr weit ausgebreiteten Schuttkegel aus den Seitenthälern und Tobeln, wie z. B. der Kegel der Melach bei Kematen und jener der Sill bei Innsbruck.

Von organischen Resten und solchen, welche auf die Thätigkeit des Menschen hindeuten, ist bisher nicht viel gefunden worden. Mir wurden wohl gelegentlich der Grundaushebungen für neu zu erbauende Häuser Knochen, Waffen, Münzen u. dgl. übergeben, ich konnte mich

aber in den meisten Fällen nicht vergewissern, aus welcher der genannten Schichten sie stammen, ob sie in der Nähe der Oberfläche oder in grösserer Tiefe gefunden wurden, besonders da man beim Bestreben der Finder, die Wichtigkeit ihrer Funde durch eine ihnen zugeschriebene, möglichst bedeutende Tiefe zu vergrössern, auf deren Angaben sich nicht recht verlassen kann. Die meisten gefundenen Artefacte weisen auf historische Zeiten hin; sie gehören der Zeit der römischen Invasion oder dem Mittelalter an. Daraus schliessen zu wollen, auch die Schotter unterhalb der oben besprochenen Schlammschicht hätten sich in so später historischer Zeit gebildet, wäre meiner Meinung nach zu voreilig; wir müssen hier verlässlichere Anhaltspunkte abwarten.

Topographische Beschreibung der Ablagerungen.

Die Gnadenwaldterrasse.

Unsere Karte zeigt nur den westlichen Theil dieser schönen, schon von ferne auffallenden Terrasse. Wir behandeln daher auch nur diesen Theil, der übrigens von dem Aufbau derselben ein ganz klares Bild gibt. Im Osten macht der mächtige, conglomerirte alte Schuttkegel aus dem Vomperloch die Verhältnisse etwas verwickelter. Wir werden dieselben gelegentlich zum Gegenstande einer eigenen Besprechung machen.

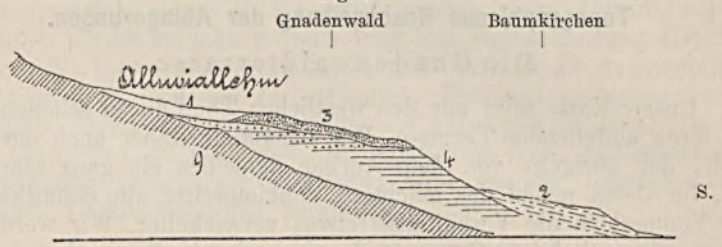
Am Gnadenwald ist der Aufbau unserer Hochterrasse [1]) in typischer Form entwickelt. Die beiden bei Fritzens und Baumkirchen einge-

[1]) Ich halte es für nothwendig, hier darauf hinzuweisen, dass der Ausdruck „Hochterrasse" und deren Schotter und Sande, sowie die bei mir vorkommende Bezeichnung „Vorterrasse" (ich vermeide „Niederterrasse") vorläufig in keiner Beziehung zu Brückner's und Penck's „Hoch- und Niederterrassen" steht. Es lässt sich bis jetzt, wie mir scheint, überhaupt nur sehr unsicher ein Zusammenhang zwischen den Ablagerungen in den Gebirgsthälern und in der Ebene, dem Alpenvorlande, finden und angeben; ausserdem fehlen bei uns im Gebirge die alten Oberflächen- und Stirnmoränen in der Regel, so dass sich eine Beziehung zwischen diesen und den geschichteten Bildungen nur sehr schwer, wenn überhaupt, erweisen lässt. Auch wird es, um Irrungen und Missverständnissen vorzubeugen, am Platze sein, nochmal hervorzuheben, dass Penck's untere „Glacialschotter" (1882), meine „mittlere Alluvion" (1885) und meine nunmehrigen „Terrassen-, resp. Hochterrassenschotter und -Sande" (4) gleichbedeutend sind. Ebenso decken sich meine „jüngere Alluvion" (1885), die ich damals noch für eine vom Inn angehäufte niederigere Terrasse hielt, und meine jetzigen „postglacialen Schuttkegel" (2). Der letztere Name umfasst, wie oben bereits hervorgehoben wurde, theils jetzt noch fortwachsende, deutlich als Schuttkegel sich darstellende Gebilde, theils ältere, durch Erosion als Schuttkegel fast unkenntlich gemachte, vielfach auch durch Abrutschungen aus der Hochterrasse entstandene Anhäufungen. Zur Zeit, als ich diese Massen noch für die Reste einer vom Inn angehäuften Vorterrasse hielt, legte ich wegen der in diesen Schottern enthaltenen Beweise für die Anwesenheit des Menschen im Innthale zur Zeit ihrer Ablagerung auf alle jene Punkte, in welchen ein Herabreichen der Moränen der Hochterrasse unter das Niveau dieser Schotter zu constatiren war, ein bedeutendes Gewicht, weil mir hieraus hervorzugehen schien, dass diese Schotter durch die Eismassen der letzten Vergletscherung erodirt wurden, woraus für mich die Thatsache der Anwesenheit des Menschen im Innthal vor der letzten Vergletscherung folgte. Mit der Erkenntniss, dass diese Schotter- und Schuttmassen alter Kegelschutt und Abrutschungsgebilde sind, musste auch die Auffassung dieser Gebilde als interglaciale Sedimente aufgegeben werden, und alle in meiner Arbeit vom Jahre 1885 aus den Oberflächenformen der Vorterrasse, sowie aus dem Herabreichen der Hangendmoränen der Hochterrasse unter das Niveau von 100 Meter über der gegenwärtigen Thalsohle, welches ich als Niveau der Vorterrasse aus einigen ihrer höchsten Punkte annahm, gezogenen Schlüsse sind somit gegenstandslos geworden.

schnittenen Thäler, das Farben- und das Fallbachthal gewähren hinreichenden Einblick in den Bau der Terrasse. In den tiefsten Stellen findet man blaugrauen Lehm, der nach oben in Sand, dieser wieder in Kies und Schotter übergeht. Die unebene Oberfläche der Terrasse decken, 300 Meter über dem Inn, überall mächtige Grundmoränen.

Die Schuttkegel (2) aus den beiden genannten Thälern sind mit abgerutschten Massen (2) östlich und westlich von ihnen verschmolzen und bilden eine 25—30 Meter hohe Vorterrasse, welche mit gelbem Verwitterungsschlamme, 1 Meter hoch, bedeckt ist. Es sind grobe, undeutlich geschichtete Schotter und schlammiger Kies. Oestlich von Baumkirchen trifft man folgendes Profil (Fig. 2).

Fig. 2.



N.—S. Profil durch die Gnadenwald-Terrasse bei Baumkirchen.

1. Alluviallehm. 2. Postglacialer Schuttkegel. 3. Moräne α. 4. Terrassen-Sand (untere) und -Schotter (obere Partie). 9. Grundgebirge.

In den beiden tiefen Thaleinschnitten habe ich nirgends eine Ablagerung aufgeschlossen gefunden, welche man von den darüberliegenden etwa als „älteres Diluvium“ trennen könnte. Nur beim Unterberger Haus im Farbenthal fand ich einige Conglomeratblöcke. Im unteren Theile des Fallbachthales trifft man beim Aufstiege, rechts am Wege, viel Kalksinter. Auch an tertiäre Bildungen erinnernde Ablagerungen, wie sie weiter abwärts im Innthale unter ähnlichen Terrainformen auftreten, sind mir hier nirgends aufgestossen.

Bei St. Martin liegt als Ueberrest eines ehemaligen ausgedehnten Tümpels ausgezeichnet plastischer Lehm; er ist gelblich, blaugrau, selbst schwarz und führt Holzkohlen. Unter der etwa 2—3 Meter mächtigen Schicht liegt massenhaft faulendes Holz auf lockerem, weissem Kalkgrund. Im Lehm fand man einige prähistorische Gegenstände, unter anderen auch ein zierliches Feuersteinmesserchen.

Terrasse von Oberperfuss.

Ich füge hier die Besprechung des Terrassenstückes im Westen der Melach deswegen unmittelbar an jene der Gnadenwaldterrasse an, weil beide gleich aufgebaut sind, und ich daher mit wenig Worten über sie hinweggehen kann.

Zwischen Telfs und der Martinswand bei Zirl ist das linke Innufer, abgesehen von stellenweise das felsige Gehänge bedeckenden Grundmoränen, von diluvialen Schottern gänzlich befreit; die Steilböschung des Kalkgebirges fällt hier unvermittelt in die Innthalsohle ab. Rechts dagegen beginnt östlich von Telfs beim Dorfe Flaurling unscheinbar in

Höhe und Breite die Schotterterrasse und wächst an der Mündung der Melach bei Kematen zu einer Höhe von 250 Meter über dem Inn und zu einer Breite von mehr als 1·5 Kilometer an.[1]) Der Aufbau gleicht vollständig jenem der Gnadenwaldterrasse, nur fehlt die Vorstufe. In der Nähe des Sellrainthales treten bereits in viel tieferem Niveau, als man dies sonst gewöhnt ist, Kies und Schotter auf. Auffallend sind sodann bedeutende Störungen der horizontalen Lage, wie dies unter Anderem besonders an dem vom Inn stets neuerdings wieder angefressenen „reissenden Ranggen", Zirl gegenüber, zu erkennen ist, wo Schotter, die unter ca. 30° gegen Westen fallen, blossgelegt sind. Es dürfte sich hier wohl der Einfluss der Melach auf diese Schotter zeigen und es mag sein, dass wir hier einen alten Schuttkegel in die Sande eingebaut vor uns haben.[2])

Der jungen Schuttkegel von Inzing, Zirl und Kematen und ihres Einflusses auf den Innlauf brauche ich kaum Erwähnung zu thun, ein Blick auf die Karte zeigt hier Alles besser als jede Beschreibung. Auf dem jenseitigen Thalgebiete wurden noch drei schöne Moränenaufschlüsse eingetragen, bei Eigenhofen und an der Strasse nach Seefeld vor Seefeld und Leithen. An letzterer Stelle sind unmittelbar an der Strasse auf dem Dolomit schöne Gletscherschliffe blossgelegt. Sehr auffallend sind auch die Einrisse des Schlossbaches bei Fragenstein und des Niederbaches, der von der Reitherspitze kommend, bei Dirschenbach (Thyrsenbach) den Inn erreicht, durch die Massenhaftigkeit der Urgebirgsblöcke, die sie, obwohl aus dem Kalkgebirge kommend, enthalten.

Terrasse zwischen der Melach und Volders (rechte Innthalflanke).

Das genannte Terrassenstück hebt sich von Thal und Hochgebirge sehr auffallend ab. Von der Ferne beobachtet, möchte man dasselbe für eine ausgesprochene Schotterterrasse nach Art jener von Gnadenwald ansehen; erst bei näherem Zusehen ergibt sich, dass weitaus der grössere Theil derselben aus festem Fels, und zwar aus demselben Gestein besteht, wie das zurückliegende Hochgebirge. Sie ist eine Erosionsterrasse und ihre Oberfläche ein alter Thalboden. Nur im westlichsten Theil der Terrasse, zwischen dem Axamer- und dem Sendesbach und auch hier nur im vorderen, dem Innthale zugekehrten Gebiete nehmen lockere Diluvialgebilde einen hervorragenderen Antheil am Aufbau; sonst bedecken sie nur in dünnen Lagen das felsige Grundgestein. Die Sill-

[1]) Eine genaue Angabe über das Gefälle der Terrasse im Verhältnisse zu dem der jetzigen Thalsohle lässt sich schwer machen, da die Oberfläche der ersteren sehr uneben ist. Vergleicht man die höchsten Punkte der Terrasse von Oberperfuss, und jener von Gnadenwald, so zeigt sich fast kein Gefälle, während der Inn auf der gleichen Strecke ein solches von ca. 40 Meter aufweist (Innbrücke bei Zirl 592 Meter, Innbrücke bei Hall 554 Meter). Bekanntlich hat A. Böhm gezeigt, dass das Gefälle der Thalsohlen geringer ist, als jenes der Terrassen. Unsere Terrasse mag aus mehreren Gründen dies Gesetz nicht zu bestätigen scheinen. Zunächst wegen der bedeutenden Erosion, welche auch ihre Oberfläche betroffen, sodann weil sie, wie ihr Aufbau zeigt, wohl weniger lebhaft fliessendem, als vielmehr stagnirendem Wasser, das eher ein See genannt werden konnte, ihr Dasein verdankt.

[2]) Vergl. übrigens auch meine Deutung derartiger Erscheinungen in dem Aufsatze „Ueber sogenannte interglaciale Profile" dieses Ib. 1889, pag. 477.

schlucht theilt die Terrasse in zwei ziemlich gleiche Theile. Wir werden dem Sillthale ein eigenes Capitel widmen und können daher hier davon absehen. Auch bezüglich der Oberflächengestaltung der kleinen in die Terrasse eingerissenen Thalfurchen, welche übrigens unmittelbar aus der Karte zu entnehmen sind, verweise ich auf meine Beschreibung in der „Glacialformation“ 1885.

Oestlich von Kematen legt sich an die Hochterrasse eine Vorstufe mit sehr unebener Oberfläche an; sie reicht bis Afling und wir erkennen an ihr den Ueberrest eines älteren von der Melach aufgehäuften Schuttkegels, wofür auch der Aufbau aus Schutt und Blöcken vom Sellrain spricht. Weiter zurück erhebt sich die Hochterrasse aus Sand und Schotter mit einer Moränendecke in der gewohnten Weise. Oben bei Grinzens und Axams liegen die letzteren bereits vielfach schon auf der Felsterrasse. Ich benütze die Gelegenheit, die mich auf die Hangendmoräne führt, um auf einen beachtenswerthen Umstand aufmerksam zu machen. Den Hangendgrundmoränen ist auf der Karte, besonders in dem eben zu besprechenden Theile unseres Gebietes eine ausgedehnte Verbreitung zuerkannt. Um einer vielleicht irrigen Vorstellung von ihrer Ausdehnung und Mächtigkeit vorzubeugen, sei hier ein für allemal Folgendes bemerkt. Die Oberfläche unserer Terrasse, auf welcher die Hangendgrundmoräne vorwiegend entwickelt ist, ist allüberall mit Culturen oder Waldbeständen bedeckt und es ist ganz unmöglich, die horizontale Verbreitung der relativ dünnen Moränendecke genau zu verfolgen und anzugeben; es musste aus einzelnen kleineren Aufschlüssen am Rande der Terrasse oder in kleinen Einrissen auf die Verbreitung mit Berücksichtigung der Terrainverhältnisse geschlossen werden und es mag daher einem späteren Beobachter wohl gelingen, da oder dort die Verbreitung der Grundmoränen auf der Karte einzuschränken oder umgekehrt.

In der Nähe der Mündung des Sellrainthales treten auffallend tief in der Terrassenalluvion grobe Schotter auf in einem Niveau, in welchem sonst noch Lehm und Sande zu herrschen pflegen. Aehnliche Erscheinungen trifft man im Thälchen des Axamerbaches, der bei Völs mündet. Hier stosst man sogar unmittelbar über dem dort bereits anstehenden Grundgestein auf Grundmoränenspuren (β). Ich will, da ich bei der vorliegenden Arbeit theoretische Betrachtungen ausgeschlossen habe, auf den Grund dieser Erscheinung, der man stets an der Einmündung eines grösseren Seitenthales begegnet, nicht eingehen und will die diesbezüglichen Bemerkungen auf eine andere Gelegenheit sparen. Es soll nur kurz bemerkt sein, dass sich hier, wie vielfach anderwärts, das Vorkommen einer Moräne (β) im Liegenden der Sande ohne Annahme einer Gletscheroscillation, einer der Anhäufung der Gebilde 4 vorangehenden Vergletscherung, wird erklären lassen.

Zwischen Völs und der Mündung des Geroldsbaches lagern sich wieder an den Fuss der Hochterrasse grobe, mehr weniger deutlich geschichtete Schotter (2), die Terrasse darüber besteht vorzüglich aus Sand (4). An der Ruine Vellenberg bei Götzens sind über bedeutenden Geröllmassen schöne Grundmoränen entwickelt. An der Mündung des Geroldsbaches selbst ist der Fuss der Hochterrasse durch eine dort angelegte Lehmgrube schön aufgeschlossen. Der abgebaute, blaugraue

und sehr harte Lehm (4) zeigt höchst eigenthümliche Verhältnisse. In die ungeschichtete Lehmmasse sind nämlich an mehreren Stellen grosse Sandwellen eingefügt, oder es sind grössere und kleinere Sandpartien von der verschiedensten Form, eckige und abgerundete, fasst spiralig aufgerollte und wellenförmig hingezogene, gleichsam eingeknetet. Nach oben überwiegt nach und nach der Sand über den Lehm, die welligen Schichten gehen in horizontale über und bald haben wir den gewöhnlichen horizontal geschichteten Sand vor uns.

Wir überschreiten nach Osten wandernd die Sillschlucht und versuchen ein Bild des Terrassenstückes Sillmündung—Volders zu zeichnen.

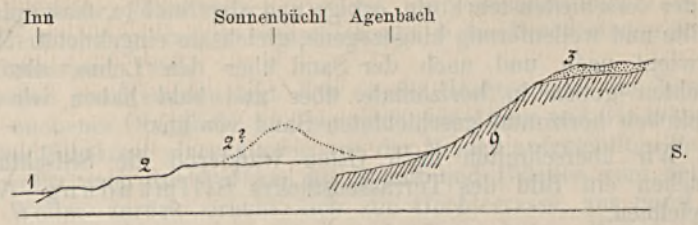
Wie bereits hervorgehoben, baut festes Gestein, ein grauer Thonglimmerschiefer, den grössten Theil dieser übrigens schön ausgesprochenen Terrasse auf. In einer Breite von circa 3 Kilometer bei Igels beginnend verschmälert sie sich gegen Osten rasch, sie keilt sozusagen aus, bis in die Gegend von Volders, wo das Hochgebirge bereits unvermittelt in die Innthalsohle abfällt. Ihre Fortsetzung übernimmt hier auf der anderen Thalseite bekanntlich die Gnadenwaldterrasse. Bei Lans erscheint die Terrasse in Folge der grösseren Erhebung der als hübsche Aussichtspunkte bekannten „Lanser Köpfe" muldenförmig vertieft und man erkennt an dieser Stelle sofort eine alte Fortsetzung des Stubeithales. Oestlich von den Köpfen ist die Terrasse gegen Amras hin stark abgeschrägt; erst von hier an beginnen die Diluvialbildungen mehr an Bedeutung zu gewinnen, doch auch sie sind durch die von hier ausgehenden, auffallenden parallelen Thalfurchen, welche das Innthal unter spitzem Winkel treffen, zum guten Theile wieder abgetragen.

Die Mulde von Lans kleiden wenig mächtige Diluvialmassen aus, deren Deutung aus Mangel an klaren und grösseren Aufschlüssen sehr schwierig ist. Man findet unregelmässig gelagerte Schutt- und Sandmassen, zwischen welchen sumpfiger Torfboden ausgebreitet ist. An einigen Punkten gelang es mir, gekritzte Geschiebe aufzufinden, was mich veranlasste, die Gesammtheit dieser Ablagerungen vorläufig als Moränen in die Karte einzutragen. Am Aufstieg zur Terrasse von der Sillbrücke bei Wilten aus trifft man an mehreren Stellen auf schön entwickelte Grundmoränen. So am sogenannten Villerweg, dort wo sich an einem Kreuz der Weg nach Lans abzweigt unmittelbar über der Sillschlucht, am Lanser Weg am Ostabfall der „Köpfe", an vielen Punkten auf der schiefen Fläche von Aldrans gegen Schloss Amras und dgl. Eine ausgesprochene Moränendecke überzieht weiter gegen Osten die Schotter und Sande (4) zwischen Sistrans und Tulfes. Einen dieser Moränenaufschlüsse am Wege von Aldrans nach Rinn habe ich in meiner „Glacialformation", pag. 72, geschildert.

Von grösserem Interesse ist der Abfall der Terrasse zwischen Amras und Hall. Hier stehen an drei Punkten conglomerirte Schotter (6) mit Sandzwischenlagen vom Charakter der Flussschotter an. Moränen und die Terrassensande und -Schotter (4) stehen damit in Verbindung. Besser als jede Beschreibung werden die beifolgenden Profile im Zusammenhalte mit der Karte ihren Zusammenhang zur

Anschauung bringen; einige Begleitworte werden hierzu genügen.[1]) Die Profile stellen vier Nord-Süd-Parallelschnitte in dem vorderen

Fig. 3.

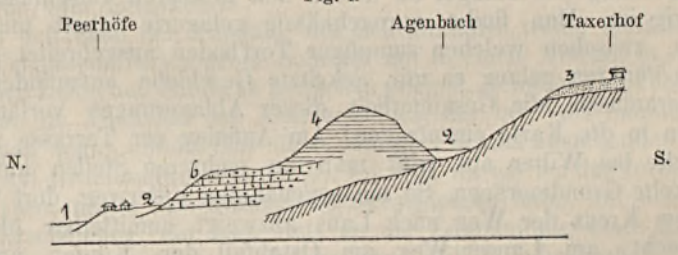


Profil zwischen Agenbach und Häusern.

1. Alluvium. 2. Postglacialer Schuttkegel. 3. Moräne α.

Theil der Terrasse zwischen dem Weiler Agenbach und dem Bade Egerdach vor. Schnitt Fig. 3, der östlichste hiervon, zeigt die an den Fuss der Felsterrasse angelagerten Kegelschotter aus einem nunmehr nur in Rudimenten vorhandenen Thälchen, dem die sogenannte Salzstrasse (Hall—Aldrans—Patsch—Matrei) folgt. Ein ähnliches, noch mehr zerstörtes Thälchen zieht etwas nördlich vom obigen und diesem parallel zwischen Egerdach und den Peerhöfen hinab. Vom ersteren ist die linksseitige Thalwand bis auf einen Hügel zwischen Agenbach und Häusern, dem Sonnenbichl, der im Profile Fig. 3 nur punktirt angedeutet ist, vollständig abgetragen; von der linksseitigen Thalwand des letzteren ist nur mehr der Conglomerathügel bei Egerdach, der Frohnleutenbichl, erhalten. Die Stufen im Profile stellen die vielfach terrassirten Thalböden beider unterhalb Agenbach verschmolzenen Thälchen vor.

Fig. 4.



Profil zwischen den Peerhöfen und Agenbach.

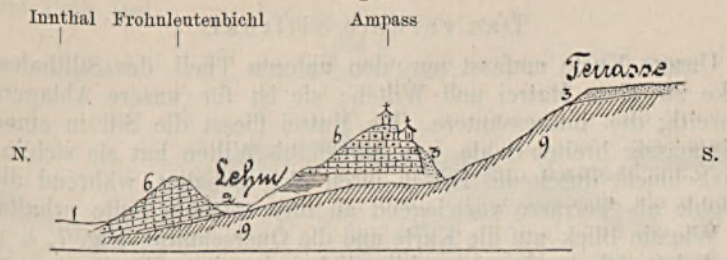
1. Alluvium. 2. Postglacialer Schuttkegel. 3. Moräne α. 4. Terrassensand. 6. Conglomerat.

Der nächst westlichere Schnitt Fig. 4 trifft die Conglomeratpartie östlich von den Peerhöfen und die darüber liegenden Sande der Hochterrasse (4). Das Liegende des Conglomerats ist leider nicht erschlossen. Schnitt Fig. 5 durchquert die beiden Conglomeratschollen bei Egerdach und Ampass. Im Osten des Frohnleutenbichls ist das Liegende des Conglomerats nicht aufgeschlossen, dagegen hat eine Brunnengrabung

[1]) Ausführlicher findet man das Gebiet in meiner „Glacialformation", pag. 77 ff. beschrieben.

am Nordfusse des Hügels, der die Kirche von Ampass trägt, unterhalb des daselbst mächtig entwickelten Conglomerats einen blaugrauen Lehm

Fig. 5.

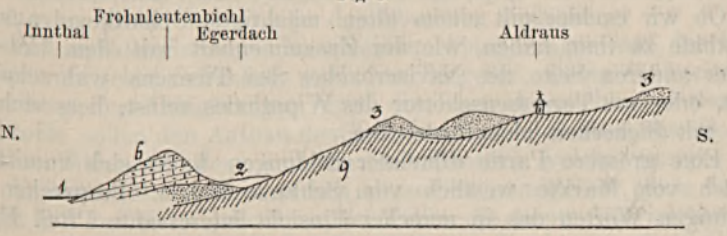


Profil durch den Ampasser- und Frohnleutenbichl.

1. Alluvium. 2. Postglacialer Schuttkegel, 3. Moräne α. 6. Conglomerat. Lehm unter dem Conglomerate 6. 9. Grundgebirge.

erschlossen, in welchem in grosser Menge schwarze, plattgedrückte Stämme und Zweige von Laub- und Nadelhölzern eingebettet lagen. Die Fossile, von denen ein Theil im hiesigen Museum (Ferdinandeum) aufbewahrt liegt, gleichen vollständig jenen aus den Schweizer Schieferkohlen. Am Abhange südlich von der Kirche, gegen den Einschnitt der alten Strasse hin, wechsellagern conglomeratähnliche Bänke mit eigenthümlichen, von organischer Substanz innig durchsetzten Schlammlagen, die nach oben in Sand, Kies und Moräne übergehen. Der Schnitt Fig. 6 zeigt einen Aufschlusss im Westen des Frohnleutenbichls bei Egerdach. Hier

Fig. 6.



Profil durch den Frohnleutenbichl bei Egerdach.

1. Alluvium. 2. Postglacialer Schuttkegel. 3. Moräne α. 6. Conglomerat. Moräne γ punctirt unter dem Conglomerate 6. 9. Grundgebirge.

grenzen mit scharfer Grenze eine feste Grundmoräne (unten) mit dem hier etwas aufgelockerten Conglomerate (oben) zusammen. Die Moräne setzt sich dann gegen Westen bis zu den letzten Häusern von Amras, eine niedrige Terrasse bildend, fort, wo ihre Grenze gegen den liegenden Thonglimmerschiefer gut zu sehen ist. Die Ueberlagerung des Conglomerats über der Moräne ist bei Egerdach sehr deutlich und unbestreitbar; eingewendet könnte nur werden, dass das Conglomerat an der Aufschlussstelle bereits umgelagert sei, worauf seine Auflockerung hinweise. Meine Auffassung der Lagerungsverhältnisse gibt die Bezeichnung (γ) [1],

[1]) Auch die im Folgenden beschriebene alte Moräne von Weiherburg ist mit γ bezeichnet. Es soll hiermit übrigens nicht eine Gleichalterigkeit beider, die sich vorläufig nicht erweisen lässt, ausgedrückt werden, sondern es soll in beiden Fällen nur die vorgestellte Altersbeziehung zu den jüngeren Moränen β und α ausgedrückt sein.

welche ich der Moräne gegeben habe. Mich erinnern die Verhältnisse hier bei Egerdach und Ampass lebhaft an die von mir beschriebenen von Kitzbichl.[1])

Das vordere Sillthal.

Unsere Karte umfasst nur den unteren Theil des Sillthales, die Strecke zwischen Matrei und Wilten; sie ist für unsere Ablagerungen gleichzeitig die interessantere. Bis Matrei fliesst die Sill in einer verhältnissmässig breiten Sohle, von Matrei bis Wilten hat sie sich in einer tiefen Schlucht durch die Felsen ihren Weg gebahnt, während die alte Thalsohle als Terrasse vorwiegend an ihrer rechten Seite erhalten ist.

Wie ein Blick auf die Karte und die Querschnitte, Fig. 7, 8 und 9 zeigt, haben wir es fast ausschliesslich mit einer Erosionsterrasse in festem Gestein zu thun. Nur im vordersten Theile ist an der linken Thalseite zwischen Schönberg und Natters von der diluvialen Thalausfüllung ein schmaler Streifen übrig geblieben. Hier gewähren die steilen Abstürze und die tiefen Bacheinrisse einige werthvolle Einblicke in den Bau dieser Ablagerungen. Bevor wir sie besprechen, widmen wir noch einige Worte den spärlichen Ueberresten diluvio-glacialer Bildungen in der Gegend von Matrei und an der Ellbögner-Strasse.

Innerhalb Matrei bemerkt man kurz vor dem Ausgange des Navisthales im Niveau der Thalsohle Bänke eines horizontal geschichteten Conglomerats. Ueber demselben erheben sich von einer Vegetationsdecke fast vollständig verhüllt lockerer Sand und Schotter als etwa 80 bis 100 Meter mächtige Terrasse, die bis Schöfens reicht, wo festes Gestein, Quarzit und Serpentin an die Stelle der losen Ablagerungen tritt. Ob wir es hier mit einem alten mächtigen Schuttkegel aus dem Navisthale zu thun haben, wie der Zusammenhalt mit dem Ueberrest auf der anderen Seite des Naviserbaches bei Tienzens wahrscheinlich macht, oder mit Terrassenschotter des Wippthales selbst, liess sich vorläufig mit Sicherheit nicht feststellen.

Eine grössere Partie diluvialer Bildungen findet sich unmittelbar nördlich vom Markte westlich vom Schlosse Matrei. Besprechen wir mit einigen Worten das in mancher Hinsicht interessante Profil Fig. 7.

Fig. 7.

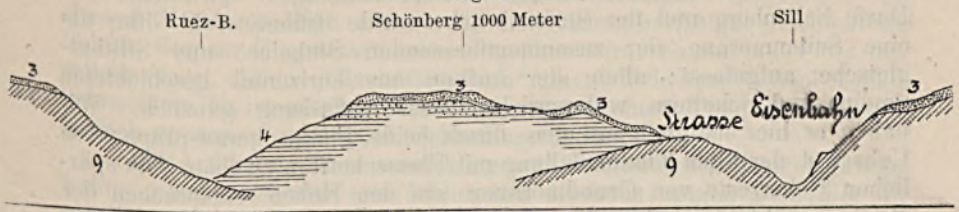
West-östl. Schnitt durch das Wippthal in der Gegend des Matreier Schlossberges.
3. Moräne α. 4. Terrassen-Sand. 9. Grundgebirge.

Offenbar lag das ehemalige Sillbett westl. vom Schlosshügel; dieses alte Flussbett füllen gegenwärtig zu unterst grobe Schotter (6? [im Profile nicht markirt]), wie ein Aufschluss nördlich vom Schlosshügel zeigt, darüber geschichtete Sande (4) aus. Die heutige Sill benützt dieses alte Bett nicht mehr, obwohl die losen Massen leicht zu durchbrechen gewesen wären, sondern schneidet, plötzlich nach Osten ab-

[1]) Verh. d. geol. Reichsanst. 1884. pag. 278.

weichend und den Schlosshügel im Bogen umfassend, in den Serpentinfels ein. Wir begegnen im vorderen Sillthale noch öfter dieser auffallenden Erscheinung, so am Schönberg, am Sonnenburghügel unterhalb Natters und am Berg Isel.

Fig. 8.



W. Schnitt durch den Ruez- und Silleinriss in der Gegend von Schönberg. O.

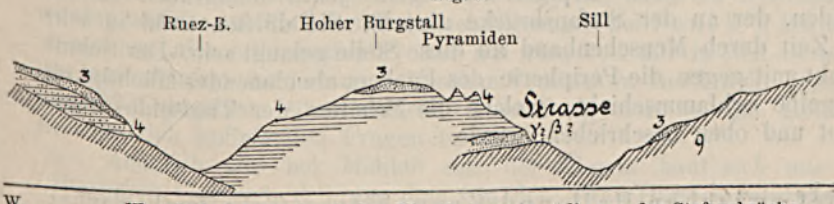
3. Moräne α. 4. Terrassen-Schotter (mit Punktirung) und -Sand (ohne Punktirung). 9. Grundgebirge.

Auf der Strecke Matrei-Schönberg fehlen diluviale Ablagerungen fast gänzlich, nur an den Mündungen der Seitenthäler, dem Arz- und Mühlthal zeigen sich Schotter, welche entweder Reste ehemaliger, aus diesen Thälern herausgebauter Schuttkegel oder Terrassenschotter des Wippthales sind.

Verfolgen wir diese Thalseite, um den Anschluss an die Innthal-Terrasse zu finden, über Patsch bis Igels, so stossen wir nur ganz vereinzelt auf diluviale Bildungen, welche in Form von Moränen unter denen stellenweise sandige geschichtete Partien auftauchen, die ausgesprochene Felsterrasse überkleiden oder zum Zeichen, dass die Sillschlucht zur Zeit der letzten Vergletscherung wenigstens theilweise bereits vertieft war, kleine Vorsprünge der Böschung bedecken.

Viel auffallender sind die glacialen Ablagerungen auf der linken Thalseite zwischen Schönberg und dem Berg Isel. Ueber die horizontale Verbreitung der Ablagerungen gibt die Karte hinreichend Aufschluss. Die Profile sollen den Aufbau deutlicher machen. Ich übergehe die postglacialen Bildungen des vorderen Stubeithales, welche unsere Karte noch umfasst. Man entnimmt aus derselben unmittelbar, dass ähnlich wie die Sill bei Matrei, die Ruez bei Telfes die breite Alluvialebene des Thales verlässt und sich in tiefer Schlucht durch das feste Gestein

Fig. 9.



W. West-östl. Schnitt durch das Wippthal wenig südl. von der Stefansbrücke. O.

3. Moräne α. 4. (mit Punktirung) Terrassen-Schotter; (ohne Punktirung) Terrassen-Sand. γ? β? Moräne. 9. Grundgebirge.

einen Weg gebahnt hat. Aus den Profilen Fig. 8 und 9 geht hervor, dass die Vereinigung von Sill und Ruez in diluvialer Zeit ungefähr in der Gegend von Schönberg erfolgt sein muss und dass das heutige Ruezbett zwischen Schönberg und Stefansbrücke auch das ehemalige Sillbett war.

Es ist also nicht die Ruez, sondern die Sill von ihrem ehemaligen Laufe abgewichen. Was die Sill veranlasst hat, in die schiefe Ebene ihres rechtsseitigen Gehänges einzuschneiden, soll hier, wo nur die thatsächlichen Verhältnisse geschildert werden, ohne Erörterung bleiben.

Der lange schmale Rücken des „Schönberges" zwischen dem Dorfe Schönberg und der Stefansbrücke wurde früher wohl öfter als eine Seitenmoräne der zusammenfliessenden Stubeier- und Sillthalgletscher aufgefasst; allein der Aufbau aus horizontal geschichteten Sanden und Schottern widerspricht dieser Auffassung gänzlich. Wir haben es hier lediglich mit dem durch beide Flüsse herauspräparirten Ueberrest der alten Thalausfüllung mit Flussschottern zu thun. Die spärlichen Ueberreste von Grundmoränen auf den Höhen entsprechen der Moränenauskleidung des alten Gletscherthales.

Bemerkenswerth ist die Grundmoräne unterhalb der Sande und Schotter des Burgstalls, welche unweit von hier die bekannten Pyramiden bilden (Vergl. Fig. 9). Ich habe den Punkt in meiner „Glacialformation" pag. 98 und einen ähnlichen von der Stefansbrücke selbst pag. 101 beschrieben. Auch Penck bezieht sich einigemale auf die Stelle unterhalb des Burgstall. Es lässt sich nicht feststellen, ob wir es hier mit einer Moräne β (Vergl. meinen Aufsatz über „Interglaciale Profile" dieses Jahrbuches 1889, pag. 478), oder mit einem Aequivalent der alten Grundmoränen γ im Innthale zu thun haben.

Weiter thalauswärts hat der Gärberbach, der von der Saile herabkommend die Schotter südlich von Mutters durchgerissen, eine Stelle entblöst, an welcher conglomerirte, in Bänken abgesonderte Schotter (6) unterhalb der Sande (4) auftreten. Noch weiter thalauswärts am Berg Isel, dort wo die Brennerstrasse in Serpentinen ins Innthal abzusteigen beginnt, bemerkt man unter den Sanden einige Conglomeratblöcke.

Die schönen Aufschlüsse an der Strasse von Stefansbrücke bis Berg Isel zeigen überall Sand und Schotter in sehr gestörter Lagerung; am Berg Isel selbst reicht die Hangendmoräne dem „Hohlwege" entlang fast bis an die Innthalsohle herab.

Unten im Thale breitet sich in Form eines grossen Fächers der flache Kegel der Sill aus. Er besteht aus groben Flussschottern mit Sandzwischenlagen. In denselben wurden beim Baue des neuen Justizpalastes in Innsbruck kopfgrosse Kugeln jenes blaugrauen Lehms gefunden, der an der Stefansbrücke ansteht. Sie dürften wohl in sehr alter Zeit durch Menschenhand an diese Stelle gelangt sein. Der Schutt bedeckt mit gegen die Peripherie des Fächers abnehmender Mächtigkeit jene gelbe Schlammschicht, welche die Schotter der Thalsohle überkleidet und oben beschrieben wurde.

Gebiet zwischen Hall und Kranebitten (linke Innthalflanke).

Der Bach aus dem Hallthale hat die dem Letzteren vorgelagerten Schotter vollständig entfernt und an ihrer Stelle einen mächtigen Schuttkegel aufgeschüttet; in ähnlicher Weise haben Wildbäche weiter westlich bei Thaur und Rum die Terrasse bis zur Unkenntlichkeit verstümmelt. Nur einige Reste bei Melans oberhalb Absam, bei Thaur und Rum, lassen auf ihre ehemalige Anwesenheit schliessen. Die an

Stelle der Terrasse getretenen Schuttkegel haben den Inn derart nach Süden gedrängt, dass er, wie bereits hervorgehoben, den grössten Theil der linksseitigen Flanken der daselbst unter spitzem Winkel der Innthalsohle zustrebenden Thälchen angefressen und weggeführt hat. Zwischen Heiligkreuz und Thaur findet man in diese Schuttmassen eingebettet eine circa 8 Meter mächtige Ablagerung hellgrauen, horizontal geschichteten Lehms, der zur Ziegelfabrikation abgebaut wird. Fauna und Flora desselben (vergl. meine „Glacialformation", pag. 57) bekunden ein jugendliches Alter. Es ist offenbar eine Ablagerung in einem Tümpel und gehört zeitlich zu den postglacialen Schuttkegelbildungen.

Der Aufbau der Terrassenreste gewährt keine neuen Gesichtspunkte. Lehm, Sand, Schotter und schliesslich Moränen zeigen auch hier die spärlichen aufgeschlossenen Profile. Dass auf diesem Gebiete die Terrasse auch in der Glacialzeit nicht die sonst übliche Höhe erreicht oder richtiger gesagt, bereits wieder verloren hat, darauf deutet die niedrige Lage der Moräne zwischen Thaur und Absam hin.

Westlich von Arzl und besonders im Norden von Innsbruck ist der Terrassencharakter der Landschaft wieder deutlich ausgesprochen. Den am meisten vorgeschobenen Posten bilden die aus Sand (4) bestehenden Calvarienberghügel bei Arzl, welche gleichzeitig einen hübschen Einblick in den Bau der Bildung 4 gewähren. Oben in den Terrassenschottern nördlich von Arzl kommt eine ältere verfestigte Moräne als Gerölle vor. Um den Fuss der Hügel von Mühlau, welche von denselben Sanden aufgebaut sind, legen sich, eine niedrige Vorstufe bildend, zwei Schuttkegel; der eine von der Böschung der Hochterrasse westlich von Arzl herauswachsend, der andere, der das Dorf Mühlau trägt, an der Mündung der Mühlauer Klamm beginnend.

Hiermit sind wir an die östliche Grenze des schwierigsten Gebietes unserer Arbeit gelangt. Das Terrassenstück von der Mühlauer Klamm gegen Westen bis über den Höttinger Graben hinaus zeigt eine so reiche Abwechslung der Ablagerungen und eine so complicirte Gliederung, dass der Maassstab unserer Karte für die Darstellung der Einzelheiten, die doch für die Vorstellung des Ganzen sehr wichtig sind, zu klein war. Ich habe daher zum Zwecke der Darstellung dieses Details eine Kartenskizze (vergl. Taf. I) im grösseren Maassstabe und mehrere Profile beigegeben. Ausserdem muss ich mich hier, um nicht zu weitläufig zu werden, auf die ausführlichen Detailschilderungen bei Penck[1]), Böhm[2]), in meiner „Glacialformation"[3]) und auf eine von mir in den Berichten des naturwissenschaftlich-medicinischen Vereines in Innsbruck, 1888/89, pag. 97[4]) gegebene übersichtliche Darstellung der an die Höttinger Breccie sich knüpfenden Fragen berufen.

Aehnlich wie bei Mühlau aus der Klamm baut sich aus dem „Höttinger Graben", d. i. aus dem von der „Frau Hütt" herabziehenden Thälchen ein mächtiger Schuttkegel heraus, auf welchem das Dorf

[1]) Vergletscherung der deutschen Alpen, Leipzig 1882, an verschiedenen Stellen. Ferner: Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1887, pag. 140.

[2]) Die Höttinger Breccie und ihre Beziehungen zu den Glacialablagerungen. Ibid. 1884, Bd. 34, Heft 1.

[3]) An verschiedenen Stellen.

[4]) Die Höttinger Breccie und ihre Beziehung zur Frage nach einer wiederholten Vergletscherung der Alpen.

Hötting steht. Ueber dem Schuttkegel und weiter östlich fast unmittelbar über der Thalsohle des Inns erhebt sich die steile Böschung der Terrasse. An einigen Punkten dieser Böschung liegen Felsköpfe, aus Triasgesteinen bestehend, bloss, woraus zu entnehmen, dass auch hier vor Ablagerung der sofort zu besprechenden Bildungen eine Terrasse festen Gesteins bestand. Ueber dieselbe hat sich wie eine mächtige Decke die „Höttinger Breccie“ (7) ausgebreitet. Aus dem Höttinger Graben und der Mühlauer Klamm mit geneigten Schichten heraustretend, legt sie sich zwischen beiden Furchen in fast horizontalen Bänken auf die Felsterrasse auf und fällt sodann in durch Erosion erzeugten Steilwänden, welche schon von Ferne auffallen, gegen das Thal ab. Im Osten liegt diese Decke fast entblösst von jüngeren Bildungen vor uns, den westlichen Theil hingegen bedecken zunächst Moränen (3), sodann noch weiter westlich in grösserer Mächtigkeit Schotter und Sand (4). Letztere ziehen sich als bedeutende Sandhügel unterhalb der Steilwände der Breccie und an diese angelagert gegen Osten, wo sie mit jenen von Mühlau verschmelzen. Nur in geringer Ausdehnung bemerkt man an ihrem Fusse, das „Höttinger Ried“ und die Vorstadt St. Nicolaus tragend, eine Vorstufe von groben Schottern, welche sich als vielfach erodirte Schuttkegel (2), herabkommend aus Mulden, Thälchen und „Tobeln“ der Hochterrasse, bis an die Kettenbrücke bei Mühlau verfolgen lassen, wo sie mit dem bereits erwähnten Schuttkegel der „Klamm“ verschmelzen. Das Vorkommen dieser Gebilde am Fusse der Terrassensande hat früher dazu verleitet, sie in das Liegende der letzteren zu verlegen.[1]) Im Einklange mit der Auffassung dieser Vorterrassenschotter als alter postglacialer Schuttkegel und Abrutschungsmassen, zu welcher wir nach all den Beobachtungen am Fusse der gesammten bisher besprochenen Terrassenstücke ohne Schwierigkeit gelangen konnten, stehen die besonders hier häufig gemachten Funde, welche die Anwesenheit des Menschen im Innthale zur Zeit ihrer Bildung darthun, und die einen entschieden neolithischen Charakter haben. Als besonders ergiebige Fundgruben für dergleichen Gegenstände, darunter mehr oder weniger bearbeitete Knochen von Haus- und wilden Thieren, Holzkohlen, Topfscherben (vergl. meine „Glacialformation“, pag. 43), in neuester Zeit sogar ein pathologisch deformirter menschlicher Schädel[2]) (wird im Ferdinandeum aufbewahrt), sind zu bezeichnen die sogenannte „Norer Sandgrube“ am Judenbichl unterhalb der Weiherburg, zu welcher man am bequemsten auf der Strasse am linken Innufer zwischen St. Nikolaus und der Kettenbrücke bei Mühlau gelangt, und die Schotter am „Neckelbrunnen“, wenige Schritte östlich von der Norer Sandgrube. In diese letzteren ist circa 20 Meter über dem Inn ein Torflager, auf welches bereits Prof. Pichler im Jahre 1863[3]) aufmerksam gemacht hat, eingelagert.

Westlich von dem markanten Schuttkegel von Hötting setzen diese Schotter als niedrige Hügel an der „Höttinger Au“ bis an den Kegel von Kranebitten fort. Einen auffallenden Punkt bildet hier der hervor-

[1]) Vergl. Penck, Vergletscherung, pag. 243.
[2]) Vergl. „Bote für Tirol und Vorarlberg“. 1889, Nr. 218.
[3]) Beiträge zur Geognosie von Tirol. Zeitschrift des Ferdinandeums. Innsbruck 1863, III. Folge, pag. 47.

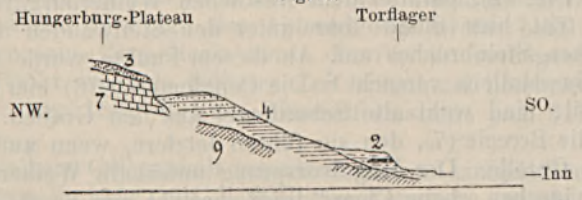
stechende Hügel am „Grossen Gott“ (von einer daselbst befindlichen Kapelle so genannt), in dessen Bau erst jetzt behufs Sandgewinnung hergestellte Entblössungen einen Einblick gestatten. Wir haben hier auffallenderweise gegen den Berg hin fallende Schotter aus vorwiegendem Urgebirgsmaterial vor uns. Man erhält lebhaft den Eindruck, als ob man es hier mit dem Ausgange eines ehemaligen, von der anderen Thalseite herüberreichenden Schuttkegels zu thun hätte.

Ueber dieser Vorstufe erhebt sich nur im Osten, am Planötzenhof, kräftig entwickelt gegen Westen dagegen mehr und mehr verschwindend die Hochterrasse. Trotz der mangelhaften Aufschlüsse lässt sich an mehreren Punkten sicher constatiren, dass sie auch hier in den tieferen Niveaux aus Sand in den höheren aus Schottern (4) sich aufbaut, über welchen sich, wie dies besonders schön am Planötzenhof zu sehen ist, mächtige Grundmoränen (α) ausbreiten, die gegen Westen allerdings grösstentheils von jüngerem Gehängeschutt überdeckt sind. In den tiefsten Niveaux gehen auch hier die Sande in geschichtete und schliesslich in ungeschichtete Lehmlager über, welche in Ziegeleien ausgenützt werden.

Zwischen der westlichen Ziegelei (Tollinger) und dem Kerschbuchhofe stösst man auf eine ziemlich mächtige, zu einem festen Conglomerate oder, wenn man will, zu einer Breccie verfestigte Schuttbildung, ganz vom Ansehen jener von Hötting, nur führt sie mehr Urgebirgsgerölle als letztere. Sie lehnt sich in steil geneigten Bänken an das Gehänge an und ist offenbar ein alter verfestigter Schuttkegel. Seine Spitze ist von recentem Schutt, sein Fuss, der sich bis auf ca. 80 Meter über dem Inn unverhüllt verfolgen lässt, von Moränen verdeckt. Als nicht unwichtig will ich hier hervorheben, dass ich in diesem Conglomerat wiederholt geritzte Gerölle gefunden habe. Das Conglomerat (Breccie) ist älter als die Bildung 4, sie wird von letzterer überlagert und kommt in ihr als Gerölle vor.

An diese übersichtliche Darstellung der vorhandenen Ablagerungen füge ich nun die Besprechung einiger der wichtigeren Aufschlüsse an, wobei mich und den Leser die Kartenskizze und die parallelen NW—SO-Schnitte kräftig und in der Weise unterstützen werden, dass ich mich im Ausdrucke kürzer fassen kann.

Fig. 10.



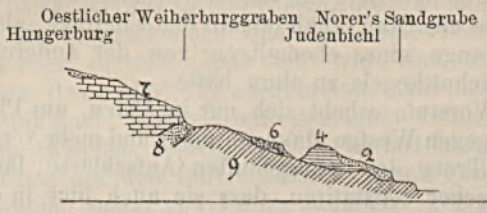
2. Postglacialer Schuttkegel mit einem Torflager. 3. Moräne α. 4. Terrassen-Sand (ohne Punktirung) und -Schotter (mit Punkten). 9. Grundgebirge.

Profil (Fig. 10) gibt einen Schnitt östlich vom östlichen Weiherburggraben; er zeigt das Verhältniss der Terrassenschotter und -Sande (4) zur Breccie (7), sowie zur vorgelagerten Stufe [Schotter(2)], „Scherbenschotter“) am Neckelbrunnen bei der Kettenbrücke.[1])

[1]) Das in diese Schotter eingelagerte Torflager verlegte Penck, Vergletscherung, pag. 243, in's Liegende von 4. — Vergl. auch meine „Glacialformation“, pag. 45.

Profil (Fig. 11) stellt den bekannten Schnitt dem östlichen Weiherburggraben entlang vor. Dass 8 in's Liegende der Breccie 7 gehöre,

Fig. 11.



2. Postglacialer Schuttkegel. 3. (zu oberst) Moräne α. 4. Terrassensand. 6. Conglomerat. 7. Breccie. 8. Moräne γ. 9. Grundgebirge.

wird bestritten. Es könne die Partie der Breccie unmittelbar darüber auch auf sie herabgerutscht sein. Als hierher gehörige Literatur ist zu vergleichen:

Penck, „Vergletscherung", pag. 235 ff.
Böhm, „Höttinger Breccie", Verh. d. R.-A. 1884, 1. Hft.
Blaas, „Glacialformation", pag. 34 ff.

und meine Reliefs über diesen Punkt, ferner mein Aufsatz „Die Höttinger Breccie etc." in den Berichten des naturw.-medic. Vereins. Innsbruck 1888/89, pag. 97 ff.

Fig. 12.

3. Moräne α. 4. Terrassensand. 5. Moräne β?. 6. Conglomerat. 7. Breccie. 8. Moräne γ. 9. Grundgebirge.

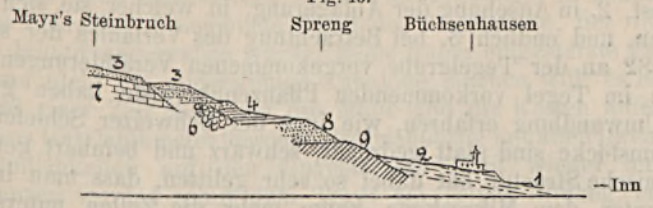
Profil (Fig. 12), parallel dem westlichen Weiherburggraben. Die Moräne (8) tritt hier unmittelbar unter den Steilwänden der Breccie des Mayr'schen Steinbruches auf. An diesem Punkte wurde die Anlage eines Aufschlussstollens versucht.[1]) Die Conglomerate (6) hier, sowie im vorigen Profil, sind wohl alte Schuttkegel aus den Gräben. Sie sind jünger als die Breccie (7), den sie führen letztere, wenn auch nur sehr spärlich, als Gerölle. Der Hügelvorsprung unterhalb Weiherburg, der ein Gärtnerhäuschen „beim Liner" trägt, besteht aus Sand. Am Bache gleich westlich von demselben liegt eine schöne Grundmoräne, von welcher sich vorläufig nicht bestimmen lässt, wohin sie gehört.

Das nächste Profil (Fig. 13) vermittelt den Uebergang zum folgenden an der Tegelgrube; es ist in den Schuttkegel des Fällbaches, auf welchem der Ansitz und die Brauerei Büchsenhausen steht, sodann in

[1]) Vergl. meine diesbezüglichen Auseinandersetzungen in „Berichte des naturw.-medic. Vereins". Innsbruck 1888/89, pag. 97.

eine Grundmoräne beim Aufstieg in die „Spreng“ und zum „Sprenger Kreuz“ eingeschnitten, die ich als Fortsetzung der Weiherburggrundmoräne auffasse.

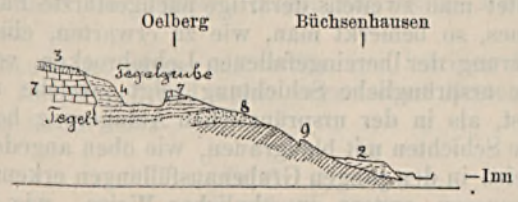
Fig. 13.



1. Alluvium. 2. Postglacialer Schuttkegel. 3. Moräne α. 4. Terrassen-Schotter (mit Punktirung) und -Sand (ohne Punkte). 6. Conglomerat. 7. Breccie. 8. Moräne γ. 9. Grundgebirge.

Von dem folgenden Profil (Fig. 14) ist dieses durch ein Thälchen mit einem Bauernhofe, oberhalb welchem aus der Vegetationsdecke Conglomeratblöcke hervorschauen, getrennt. Das Profil an der Tegel-

Fig. 14.



2. Postglacialer Schuttkegel. 3. Moräne α. 4. Terrassen-Schotter, Tegel unter 4 und 7 lagernd. 7. Breccie. 8. Moräne γ. 9. Grundgebirge.

grube (Fig. 14) findet sich auch in Stur's Abhandlung abgebildet und besprochen. Der Tegel, den ich als die umgelagerte Moräne (8) ansehe, ist schön geschichtet, blaugraue und rothe Lagen wechseln; er führt bekanntlich Pinuszweige und Zapfen, vom Ansehen jener aus den Schweizer Schieferkohlen; übrigens gleichen sie vollständig jenen oben beschriebenen Pflanzenresten von Ampass. Die kleine Breccienpartie über dem Tegel dürfte in Folge des Abbaues der Grube bald vollständig verschwunden sein. Zum Glück wurde der für die vorliegenden Fragen werthvolle Punkt schon in früherer Zeit eingehend beschrieben (vergl. Böhm, l. c. pag. 156; Blaas, Glacialformation, pag. 31 ff.; Stur, wie oben).

Die gegebene Gelegenheit veranlasst mich zu einigen Bemerkungen. Im mündlichen Verkehr mit betheiligten Forschern wurde auch von einer Möglichkeit gesprochen, die Holztheile und Pinuszapfen könnten erst in moderner Zeit in den Lehm gelangt sein. Man bemerkt nämlich gegenwärtig, dass bald nach Ausgrabung eines grösseren Theiles von Lehm die Grube durch nachstürzende Massen von oben wieder ausgefüllt wird. Da sich gleichzeitig in der Grube stets wieder Wasser ansammelt, welches in diesen nachgestürzten Massen wohl eine Art Schichtung veranlassen kann, so sei es möglich, dass dergleichen ganz junge Bildungen bei neuerlichen Ausgrabungen organische Einschlüsse

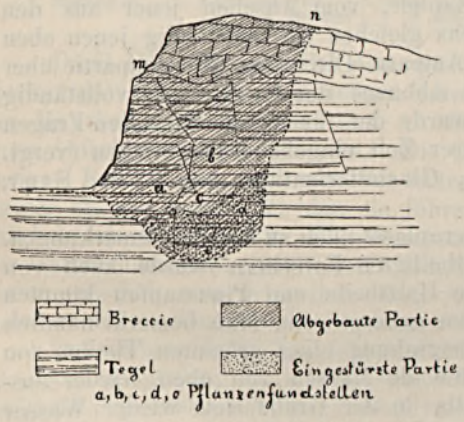
führen können, deren Vorkommen vielleicht täuschend ähnlich sehen dürfte jenem in der ursprünglichen Ablagerung.

Ich kann mich diesem Versuche, einen Ausweg zu finden, durchaus nicht anschliessen, und zwar 1. in Ansehung der organischen Ueberreste selbst, 2. in Ansehung der Ablagerung, in welcher sie sich fanden und finden, und endlich 3. bei Betrachtung des Verlaufes der seit dem Jahre 1882 an der Tegelgrube vorgekommenen Veränderungen.

Die im Tegel vorkommenden Pflanzenüberreste haben ganz die gleiche Umwandlung erfahren, wie jene der Schweizer Schieferkohlen. Die Stammstöcke sind platt gedrückt, schwarz und beinhart geworden; die organische Structur hat dabei so sehr gelitten, dass man im Dünnschnitt unter dem Mikroskope kaum mehr die Zellen unterscheiden kann. Dies Alles sind Veränderungen, welche Holz nur durch sehr bedeutenden und lange Zeit wirkenden Druck eingehen kann. Auch Stur hebt die grosse Aehnlichkeit dieser Pflanzenreste mit jenen aus den Schweizer Schieferkohlen hervor. Bei dem geringen Druck, welchem in die ausgehobene Grube gefallenes Holz ausgesetzt gewesen wäre, und der verhältnissmässig kurzen Zeit seiner Einwirkung wäre eine solche Veränderung unmöglich.

Betrachtet man zweitens derartige nachgestürzte Partien rücksichtlich ihres Baues, so bemerkt man, wie zu erwarten, eine ganz unregelmässige Lagerung der hereingefallenen Lehmbrocken, von denen jeder für sich seine ursprüngliche Schichtung zeigt, welche um so leichter erkenntlich ist, als in der ursprünglichen Ablagerung horizontal durchlaufende rothe Schichten mit blaugrauen, wie oben angedeutet, wechseln. Die stellenweise in den jungen Grubenausfüllungen erkenntlichen Schichtungen durchqueren erstere in ähnlicher Weise, wie etwa die einer Breccie eingelagerten Sandlagen die Schichtflächen der in der Breccie eingeschlossenen Brocken von deutlich geschichteten Gesteinen. Nie habe ich in solchen nachgestürzten Theilen der Lehmgrube organische Reste gesucht, sondern alle gesammelten stammen aus den schön horizontal verlaufenden ursprünglichen Lehmschichten.

Fig. 15.



Nord-Süd-Schnitt durch die Tegelgrube.

Dass dieselben übrigens nicht aus derartig umgelagerten Lehmpartien stammen können, geht endlich zum Ueberfluss aus folgender Betrachtung hervor. Vergl. den nebenstehenden N.-S.-Schnitt durch die Tegelgrube (Fig. 15).

Das mit vollen Linien gezeichnete Profil stellt den Stand der Grube im Jahre 1882 vor. Seitdem wurde der schräg schraffirte Theil abgegraben, so dass das punktirte Profil den heutigen Stand darstellt. Die getüpfelte Fläche macht in die Grube nachgestürzte Theile kenntlich.

a, b, c, d, e sind Fundstellen von organischen Resten (*d, e* selbstverständlich vor dem Nachsturz). Da jedesmal vor der Abgrabung des Lehms die über demselben liegenden Breccienpartien abgetragen werden müssen, also von 1882—1889 die Partie *m—n* (die Breccie ist locker und verträgt ohne einzustürzen keine Untergrabung), so konnte der mit schrägen Schraffen bezeichnete Theil der Tegelgrube, der in den genannten Jahren abgegraben wurde, keine früher eingestürzte Partie sein, wenn man nicht die widersinnige Annahme machen will, es hätten sich zu irgend einer Zeit Menschen die Mühe und die Kosten auferlegt, die wenigstens 100 Cubikmeter fassende Breccienpartie mit allen ihren Structureigenthümlichkeiten auf den eingestürzten Theil wieder aufzubauen. Die Pflanzen wurden somit dem Tegel bei seiner Bildung eingelagert und wir stehen daher vor folgender Wahl:

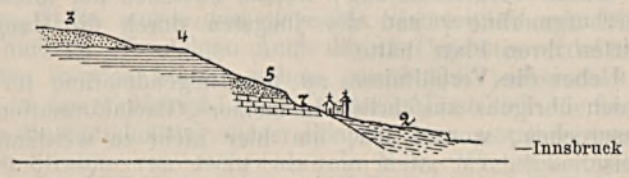
1. Die Höttinger Breccie ist tertiär; die Partie derselben über dem Tegel ist in ursprünglicher Lagerung: Dann sind der Tegel und die in ihm liegenden Pflanzenreste wenigstens tertiär. Diese Annahme dürfte mit Rücksicht auf die Beschaffenheit der Pflanzenreste kaum zulässig sein.

2. Die Breccie ist tertiär; die Partie über dem Tegel befindet sich auf secundärer Lagerstätte: Tegel und seine Pflanzen können jünger als tertiär sein.

3. Die Breccie ist jünger als tertiär, im Uebrigen Fall 1 oder 2 vorausgesetzt: Der Tegel und seine organischen Reste können ebenfalls jünger als tertiär sein.

Fig. 16.

Höttinger Kirche



2. Postglacialer Schuttkegel. 3. Moräne *α*. 4. Terrassensand. 5. Moräne *β*. 7. Breccie.

Das Profil (Fig. 16) schneidet am linken Rande des Höttinger Grabens unmittelbar östlich von der Höttinger Kirche in das Gehänge, um Verhältnisse, die sich bequem am Wege zu den Steinbrüchen beobachten lassen, darzustellen. Wir stehen an der genannten Stelle vor einem Ausbiss der Höttinger Breccie; unmittelbar darüber folgt Grundmoräne, welche seitlich und nach oben in geschichteten Kies und endlich in reinen, horizontal geschichteten Mehlsand übergeht. Nach oben setzt sich letzterer circa 100 Meter hoch fort und ist im Niveau der Terrasse mit den bekannten Grundmoränen (3) bedeckt. Ich habe auf dieses „interglaciale Profil" wiederholt [1]), zuletzt in meinem Aufsatze „Ueber sogenannte interglaciale Profile" [2]), aufmerksam gemacht.

---

[1]) Vergl. z. B. meine „Glacialformation", pag. 50.
[2]) Dieses Jahrbuch. 1889, pag. 477.

Es erübrigt noch einige Worte über die Verhältnisse, welche sich im Höttinger Graben übersehen lassen, hinzuzufügen. Ich kann mich hier kurz fassen, da bereits in dem verbreiteten Werke Penck's, „Die Vergletscherung etc.", ausführlich über die daselbst erschlossenen Profile gehandelt wird. Das von Penck gezeichnete Profil vom unteren Theil des Grabens gibt ein klares Bild der Aufschlüsse; nur würde ich die Grenze zwischen der Moräne *F* und der Breccie *E* oberhalb der zweiten Brücke vollkommen mit Buschwerk bedeckt haben, um die wirklich vorhandene Unklarheit im Aufschlusse noch besser zum Ausdrucke zu bringen. Vorläufig lässt sich nicht mit Sicherheit sagen, ob die Moräne die Breccie unterteuft oder nicht.

Unzweifelhaft jedoch ist an der genannten Stelle das Vorkommen zweier Moränen, welche durch geschichtete Ablagerungen getrennt sind. Die liegende Moräne ist vielfach stark verfestigt und conglomeratähnlich; sie führt meines Wissens die Höttinger Breccie nicht. Unmittelbar über der Moräne folgt undeutlich geschichteter „Höttinger Schutt" (Penck), d. i. grober Schutt, bestehend aus Kalk- und Urgebirgsgeröllen und Brocken der Höttinger Breccie. Wir haben offenbar einen Wildbachschutt vor uns. Darüber folgt Sand, Kies und Schotter in flach gegen das Innthal zu geneigten Schichten, unsere Bildung 4, wie der Zusammenhang thalauswärts lehrt; darüber Moräne α des Plateaus.

Der „Höttinger Schutt" wird im vordersten Theil des Grabens, im Dorfe Hötting, sehr mächtig und bildet die Hügel an der linksseitigen Flanke desselben. Unmittelbar an diese schliesst sich östlich das eben besprochene interglaciale Profil an der Höttinger Kirche (Profil Fig. 16) an.

Bekanntlich sieht Penck im Höttinger Schutte eine Andeutung einer dritten Vergletscherung, welche zwischen der ältesten durch die Weiherburgmoräne γ und der jüngsten durch die Hangendmoräne α markirten ihren Platz hätte.

Ueber die Verhältnisse an der Liegendmoräne im Graben habe ich mich übrigens ausführlich in meiner „Glacialformation", pag. 62 ff. ausgesprochen, worauf ich, um hier nicht zu weitläufig zu werden, verweise.

Zur Erklärung der drei in der „Uebersichtskarte der Glacialablagerungen nördlich von Innsbruck" auf Taf. I unterschiedenen Moränen füge ich hier Folgendes bei:

Die mit vollem Blau markirte Moräne ist Moräne γ oder Ablagerung 8 unserer Gliederung; der aus ihr hervorgegangene Tegel ist durch über dem Blau liegenden rothen Horizontal Schraffen hervorgehoben. Die blaucarrirte Moräne ist Moräne α oder Ablagerung 3. Die blau mit rothen Vertical-Schraffen ausgeführten Moränenablagerungen sind zweifelhafter Natur.

Im höher gelegenen Theile des Grabens liegt die Breccie unmittelbar auf dem Grundgesteine. So weit die rothen Schichten im Graben hinauf reichen, also bis ungefähr 1200 Meter Seehöhe, ist die Breccie vorherrschend röthlich gefärbt, da sie die rothen Schichten führt, höher steht nur „weisse Breccie" an. Letztere ist an manchen Stellen einem Conglomerat, zum Theile einem Riesenconglomerat ähnlicher als einer Breccie. Es finden sich lockere Partien mit kantengerundeten,

stark verwitterten Gesteinsbrocken zwischen ziemlich festen Bänken. Urgebirgsgerölle sind an mehreren Stellen beobachtet worden. In Folge Auswitterung sind hier zahlreiche Löcher und selbst grössere Höhlen in den Steilwänden zu sehen.

Unmittelbar über dem obern Aufbruche des rothen Sandsteins an der Gabelung des Grabens in circa 1200 Meter Seehöhe, etwa 630 Meter über der gegenwärtigen Innthalsohle, liegen in der Breccie die bekannten und vielgedeuteten Pflanzenreste, und zwar in den untersten Bänken derselben, jedoch sicher in ihr und nicht etwa in einer zwischen Breccie und Grundgebirge eingeschalteten Schicht, was hier ausdrücklich hervorgehoben und betont zu werden verdient. Unmittelbar über den steil aufgerichteten Schichten des Grundgebirges liegen fast horizontale Bänke grober Breccie mit schlammigen, mörtelähnlichen Zwischenlagen wechselnd über einander. Beide führen die Pflanzenabdrücke, von welchen in letzter Zeit neuerdings eine grosse Menge durch den Diener meines Instituts, Rupert Bär, den ich mit der Arbeit betraute, zu Tage gefördert wurde. Dieselben sind theils an die k. k. geologische Reichsanstalt, theils an's hiesige Museum, Ferdinandeum, theils an einzelne interessirte Forscher übergegangen.

Hoffentlich wird ihre Bestimmung nicht nur nicht mehr neue Differenzen unter den Paläontologen, sondern die so wünschenswerthe Einigung herbeiführen.

Was die Art des Vorkommens betrifft, so soll hier nochmal hervorgehoben werden, dass die meisten Zweige und Blätter in mehr weniger aufrechter Stellung in den Schichten gefunden werden, dieselben gleichsam durchbohren und dass nur einige Species, besonders die Platanusblätter, das sonst gewöhnliche Aufliegen auf den Schichtflächen zeigen.

An einer Stelle wurde ein grösseres Stammstück mit Blättern in aufrechter Stellung blossgelegt. Auch die als Cyperites und Chamäerops bestimmten linealen Blätter stehen gewöhnlich aufgerichtet und büschelförmig in den Schichten. Neben Anderem lässt sich hieraus entnehmen, dass die Verschüttung dieser Pflanzen eine plötzliche gewesen und dass sich Straten von mehr als ein Meter Mächtigkeit in sehr kurzer Zeit gebildet haben müssen.

Inhaltsangabe.

	Seite
Einleitung	21 [1]
Uebersicht über die zu besprechenden Bildungen	23 [3]
Petrographie:	
Grundgebirge	25 [5]
Terrassen-Sand und -Schotter	25 [5]
Moränen	26 [6]
Postglaciale Schuttkegel	27 [7]
Conglomerate	28 [8]
Breccien	28 [8]
Alluvialgebilde der Thalebenen	30 [10]
Topographische Beschreibung der Ablagerungen:	
Gnadenwaldterrasse	31 [11]
Terrasse von Oberperfuss	32 [12]
Terrasse zwischen der Melach und Volders	33 [13]
Das vordere Sillthal	38 [18]
Das Gebiet zwischen Hall und Kranebitten	40 [20]

Ueber das diluviale, aralokaspische Meer und die nordeuropäische Vereisung.[1]

Von **Hj. Sjögren** in Baku.

Schon im Jahre 1863 hat Jamieson aufmerksam gemacht auf die Schlüsse, welche man in Bezug auf Klimaveränderungen der Quartärperiode aus dem wechselnden Wasserstande der Salzseen ziehen könnte.[2] Später im Jahre 1885 ist er noch einmal auf dasselbe Thema zurückgekommen.[3]

Die Darstellung Jamieson's in seinem letzten Aufsatze ist in Kürze folgende: Binnenseen mit salzigem Wasser sind solche, welchen der Abfluss nach dem Meere mangelt. Sie kommen meistens nur in Gegenden mit trockenem Klima und im Inneren der Continente vor, z. B. das Kaspische Meer, der Aralsee, der Balkaschsee, das Todte Meer, der Grosse Salzsee u. s. w. Diese Seen verdanken ihre Zuflüsse den anliegenden Gegenden, sowie den atmosphärischen Niederschlägen auf ihre Wasserfläche, während die Verdunstung der Oberfläche gerade so gross ist, dass sie den Zufluss balancirt. Es ist doch deutlich, dass, falls die Verdunstung grösser als der Zufluss wäre, die Oberfläche des Sees zusammenschrumpfen muss, bis sie eben so gross wird, damit Gleichgewicht zwischen der Verdunstung und dem Zuflusse besteht.

Wenn nun eine Klimaänderung in den umliegenden Gegenden stattfindet, so muss diese auch einen Einfluss auf den Wasserstand des Sees ausüben.

Falls das Klima wärmer und trockener wird, muss die Verdunstung zunehmen und die Oberfläche des Sees sich vermindern. Wenn die

[1]) Der hauptsächliche Inhalt des vorliegenden Aufsatzes wurde schon in einer öffentlichen Vorlesung, gehalten vor der mathematisch-naturwissenschaftlichen Facultät der Universität Upsala am 21. März 1888, niedergelegt. Kurz nachher erschien ein Resumé dieser Vorlesung in der Uebersicht der Verhandlungen der k. schwedischen Akademie der Wissenschaften zu Stockholm (Öfversigt af kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar, 1888, pag. 155). Der vorliegende Aufsatz ist nach vielen Richtungen hin bedeutend erweitert und vervollständigt.

[2]) „On the Parallel Roads of Glen Roy and their place in the History of the glacial Period." Quart. Journ. of the geolog. Soc. Vol. XIX.

[3]) „The Inland Seas and Salt-Lakes of the Glacial-Period." Geological Magazin. New Ser., Decade III, Vol. II.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Klimaänderung genügend gross ist, trocknet der See ganz ein und lässt eine Salzwüste zurück. Im entgegengesetzten Falle, wenn das Klima kälter wird oder die Niederschlagsmenge zunimmt, wird das Niveau des Sees steigen und die Verdunstungsfläche wächst, bis wieder Gleichgewicht zwischen Zufluss und Verdunstung besteht. Falls der Niederschlag sehr zunimmt, steigt die Wasserfläche, bis sie den niedrigsten Punkt des Bassinrandes — die Schwelle — erreicht; ein Abfluss entsteht und der Salzsee geht allmälig in einen Süsswassersee über.

Die am besten bekannten Salzseebecken, die auch sehr beträchtlichen Veränderungen ihres Wasserstandes unterworfen waren, sind zwischen dem Felsengebirge und der Sierra Nevada gelegen. Der Grosse Salzsee ist nur als ein Rest dieser Seen zu betrachten. Seine frühere Ausdehnung, als er noch eine Area wie der jetzige Huron-See einnahm, ist durch die musterhaften Untersuchungen Gilbert's bekannt geworden. Der frühere See ist von diesem amerikanischen Geologen Lake Bonneville benannt worden und Powell fasst die sich darauf beziehenden Untersuchungen Gilbert's folgendermassen zusammen [1]: „First, the waters were low, occupying, as great Salt Lake now does, only a limitid portion of the bottom of the bassin. Then they gradually rose and spread, forming an inland sea nearly equal to Lake Huron in extent, with a maximum depth of one thousand feet. Then the waters fell and the lake not merely dwindled in size but absolutely disappeared, leaving a plain even more desolate than the Great Salt Lake desert of to-day. Then they again rose, surpassing even their former height, and eventually overflowed the basin at its northern edge, sending a tributary stream to the Columbia River. And, last, there was a second recession, and the water shrunk away — until now only Great Salt Lake and his smaller lakes remain. Translated into terms of climate, these changes imply, that there were two epochs of excessive moisture — or else of excessive cold — separated by an interval of superlative dryness and proceded by a climatic period comparable with the present. The first epoch of humidity was by far the longer and the second, wich caused the overflow of the waters, the more intensive."

In demselben continentalen Bassin findet man noch die Spuren eines zweiten grossen Salzsees, welchen man Lake Lahontan genannt hat und welcher durch Russel und King untersucht wurde. Der Erstgenannte hat gezeigt, dass auch dieser See zwei Hochwasserperioden gehabt hat, getrennt durch eine Periode niedrigen Wasserstandes. Die erste Hochwasserperiode hat die längste Dauer gehabt, während dagegen die zweite das grösste Steigen des Wasserstandes mitbrachte.

King drückt den Zusammenhang, welchen er zwischen den eben geschilderten Verhältnissen und der Glacialperiode annimmt, folgendermassen aus [2]: „The Quarternary lakes of the Great Basin (Lake Bonneville and Lahontan) are of extreme importance in showing one thing that the two Glacial ages, whatever may have been there temperature conditions, were in themselves each distinctly an age of

[1]) Second Annual Report of the U. S. Geological Survey. Washington 1882, pag. XVII.

[2]) Geology of the 40-th Parallel. Vol. 1, pag. 524.

moisture, and that the Inter-Glacialperiod was one of intense dryness, equal in aridity to the present epoch." „We are waranted in asuming for the first age of humidity of the lake an enormously long continuance as compared with the second. The first longcontinued period of humidity is probably to be directly correlated with the earliest and greatest glacier period and the second period of humidity with the later Reindeer Glacier Period."

Nachdem Jamieson kurz den Bestand des Todten Meeres, dessen Wasserstand nach Lartet[1]) am Ende der tertiären oder Anfang der quartären Periode mehr als 100 Meter höher als jetzt gewesen sein soll, berührt hat, geht er weiter zur Erörterung des Kaspischen Bassins in folgender Weise über: „The same may be said of this great depression. There is ample evidence that the waters here had formerly a much wider extension, but the exact time or times when this occured — althoug geologically recent — has jet to be determined. — — The fact of the waters of the Caspian and Aral being only brackisch, and by no means very salt, leads me to think, that the basin has not been a close one for a very long period."

Jamieson discutirt dann die Frage über den früheren Zusammenhang des aralokaspischen Meeres mit dem Schwarzen Meere und dem arctischen Ocean.

Im Grossen und Ganzen läuft die Darstellung Jamieson's dahin aus, die Salzseen als eine Art natürlicher Ombrometer (Niederschlagsmesser) zu bezeichnen, wie aus Folgendem ersichtlich ist: „In these Salt-Lakes (the Caspian Sea, the Aral, the Balkasch, the Dead Sea and many others) Nature has furnished us with a delicate means of detecting the secular changes, that take place in the atmospheric moisture of the surrounding regions, and if properly studied, they ought to afford us considerably help in dealing with the history of later geological times."

Besonders sucht er dabei den höheren Wasserstand der Salzseen in Verbindung mit der Eiszeit zu bringen, wie es schon Powell und King gethan haben. Er ist nämlich geneigt anzunehmen, dass dieselben Klimaänderungen, welche im nördlichen Europa und Amerika die Eiszeit hervorgebracht haben, sich auch auf südlicher gelegene Gegenden erstreckten und daselbst eine bedeutende Steigung der Wasserspiegel der Salzseen hervorbrachten.

Wir werden hier einen speciellen Fall des allgemeinen Problems, welches von Jamieson angeregt wurde, in Betracht ziehen und in Folgendem dem Zusammenhange, welcher zwischen der nordeuropäischen Vergletscherung und dem Wasserstande des Kaspischen Beckens bestanden hat, näher treten.

II.

Während der Pliocänzeit verbreitete sich nördlich vom jetzigen Pontus das Binnenmeer, dessen Ablagerungen unter dem Namen der „pontischen" bekannt sind. Dieses Meer, sowie die darin lebende Fauna, sind als aus dem obermiocänen, sarmatischen Meere hervor-

[1]) Bulletin de la Soc. geol. de France. Ser. II, Vol. 22, pag. 420.

gegangen zu betrachten. Der Charakter der pontischen Ablagerungen zeigt, dass das Wasser süss oder schwach brackisch war. Ihre Molluskenfauna, im Grossen und Ganzen einförmig und arm an Arten, zeigt sich als eine Mischung von veränderten sarmatischen Formen mit Süsswasserbewohnern. Der genetische Zusammenhang zwischen den sarmatischen und den pontischen Bildungen wird noch deutlicher durch die Beschaffenheit der so genannten mäotischen Ablagerungen Andrussew's, welche in zwei getrennten Gebieten, das eine bei Odessa, das zweite auf Kertsch getroffen wurden. [1])

Ob die mächtigen, pliocänen Kalklager, welche auf der apscheronschen Halbinsel und in den Umgebungen Bakus auftreten — die aralokaspischen Lager Abich's — mit den pontischen Lagern des Schwarzen Meer-Bassins äquivalent sind, muss noch unbestimmt gelassen werden. Die Fauna obiger Ablagerungen, die viele neue Species zu enthalten scheint, hat einen Brackwasserhabitus, ist aber bis jetzt wenig untersucht. Es ist doch anzunehmen, dass diese Ablagerungen, wenn auch ihr Alter pontisch ist, in einem besonderen, von dem pontischen isolirten Becken, zur Ablagerung gekommen sind.

Bei der geringen Ausbreitung dieser pliocänen Lager im kaspischen Bassin darf man wohl den Schluss ziehen, dass das pliocäne kaspische Meer eine bedeutend kleinere Ausbreitung hatte, als das jetzige. Besonders erscheint der Umstand, dass pliocäne Ablagerungen im nördlichen Bassin des Kaspischen Meeres ganz fehlen, bemerkenswerth. Es zeigt dieses Verhältniss, dass der für die Physiographie des Kaspischen Meeres tektonisch wichtige Umstand, die Trennung durch eine unterseeische Bank in zwei Becken, schon in der Pliocänzeit bestanden hat.

Die Quartärzeit wurde durch grosse Veränderungen im kaspischen Becken eingeleitet. Die Wasserfläche, welche während der vorigen, pliocänen Periode auf einen Theil des südlichen Beckens beschränkt war, verbreitete sich jetzt bedeutend und nahm nicht nur das ganze jetzige Bassin ein, sondern stieg hoch über den jetzigen Wasserstand, so dass der Aralsee mit dem Kaspischen Meere zusammenfloss. Eine Meerenge entstand in der Manytschniederung, welche die Verbindung mit dem Schwarzen Meere herstellte. Um diese Veränderungen, welche in jener Zeit eintraten, richtig beurtheilen zu können, müssen wir uns hier erinnern, dass die jetzige kaspische Meeresfläche 26 Meter unter dem Niveau des Oceans liegt; weiter, dass die Schwelle, welche das kaspische Becken vom Becken des Schwarzen Meeres trennt, nur 8 Meter über das Niveau des letzteren sich erhebt; endlich, dass die Wasserfläche des Aralsees 48 Meter über der des Weltmeeres und 74 Meter über der Fläche des kaspischen Meeres liegt.

Dadurch, dass man die aralokaspischen Ablagerungen in horizontaler und verticaler Richtung verfolgt, kann man zur Kenntniss der ehemaligen Grenzen dieses Meeres gelangen. Diese Ablagerungen, welche man über ausgedehnte Gegenden zwischen und um die genannten Meere

[1]) Bei der Darstellung der Verhältnisse des kaspischen Beckens während des Ueberganges von der tertiären zur Quartärzeit habe ich die ausgezeichnete Darstellung Andrussew's über die „Geschichte des Kaspischen Meeres und seine Bewohner" vielfach gebraucht. Iswästija Imper. russk. geograf. Obschtschestva, Tome XXIV, 1888.

verbreitet findet, sind durch eine Fauna gekennzeichnet, welche der jetzigen Fauna des Kaspischen Meeres sehr nahe steht. Nur einige Unterschiede sind hier hervorzuheben, so z. B. das *Cardium edule Linné* und vielleicht noch einige andere Arten desselben Genus, wie *C. pyramidatum Gr.*, welche in dem jetzigen Kaspischen Meere leben, den diluvialen, aralokaspischen Ablagerungen fehlen. Diese Formen scheinen erst am Ende der diluvialen Periode, bei dem damals bestehenden Zusammenhange des Kaspischen und Schwarzen Meeres aus dem letzteren eingewandert zu sein.

Das aralokaspische Becken wurde bei Anfang der Quartär-Periode von einem Doppelsee eingenommen, dessen beide Theile, welche dem jetzigen Kaspischen Meere und dem Aralsee entsprechen, durch einen verhältnissmässig schmalen Meeresarm verbunden waren. Gegen Norden und Osten gestattete die südrussische und turanische Depression eine ausgedehntere Transgression, während auf der Süd- und Südwestseite die Alburs-Kette und die Ghilan-Alpen, welche da das kaspische Becken abgrenzen, der Ausbreitung des Meeres eine Grenze setzten.

Wir werden jetzt in aller Kürze die Ausbreitung dieses Meeres betrachten. [1])

Gegen Westen schob das Kaspische Meer einen breiten Meeresarm in das jetzige Kurathal hinein, welcher sich über den gegenwärtigen Vereinigungspunkt des Kur und Araxes erstreckte. Ueber dieses ganze Terrain sind zahlreiche Reste aralokaspischer Mollusken zerstreut; mehrerenorts trifft man auch die Ablagerungen dieser Zeit als mächtige Schichten in horizontaler Lagerung entwickelt. Diese Ablagerungen sind hauptsächlich von thoniger Beschaffenheit mit eingelagerten dünnen Kalkbänken. — Die aralokaspischen Ablagerungen Apscherons, sowie die, welche man auf dem engen Küstengebiete zwischen Baku und Petrowzk antrifft, sind thoniger, kalkiger und sandiger Beschaffenheit. Auf der nördlichen Seite der Kaukasuskette schoss ebenso ein bedeutender Meerbusen in nordwestlicher Richtung vor, die ganze Manytsch-Niederung einnehmend und mit dem Asowschen Meere in Verbindung tretend.

Von Manytsch aus geht die westliche Grenze des Aralokaspischen Meeres beinahe gerade nördlich längs des Ostabhanges der Jergenihöhen bis an das Wolgaknie bei Zaritzyn und folgt nachher der Wolga bis zum Einflusse der Kama. Die aralokaspischen Ablagerungen kommen nördlich von Zaritzyn nur auf der Ostseite der Wolga vor; nur bei der Samara-Biegung treten sie auch auf die Westseite des Flusses hinüber. Während also das Aralokaspische Meer einen bedeutenden Theil des unteren Wolgabeckens, welches vom Einflusse der Kama bis zur Wolga-Mündung gerechnet werden kann und eine nordsüdliche Richtung hat, einnahm, scheint es jedoch in das obere Wolgabecken, welches von

[1]) Die folgende Darstellung der Ausbreitung des aralokaspischen Meeres stützt sich hauptsächlich auf die Zusammenstellung Karpinsky's, der in seiner „Uebersicht der physikogeographischen Verhältnisse des europäischen Russlands" (Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches, Dritte Folge, 1887), mit Berücksichtigung aller hierher gehörigen Beobachtungen von den älteren und grundlegenden Murchison's und Helmersen's bis zu den jüngsten, eine gedrängte Darstellung gab. Dabei standen mir auch zahlreiche eigene, meistens noch unpublicirte Beobachtungen aus der Umgegend Bakus, dem Kurathale und aus Transkaspien zu Gebote.

der Quelle bis zum Einflusse der Kama sich erstreckt und eine west-östliche Richtung besitzt, nicht eingedrungen zu sein. Dagegen erstreckte sich ein nicht unbedeutender Meeresbusen in das Kama-Thal hinein, wo der Kamafluss sowie der Nebenfluss Bjalaja die Nordgrenze der betreffenden Ablagerungen bildet. Der ganze nördliche Meeresarm erstreckte sich also etwa 1000 Kilometer nördlich vom jetzigen Kaspischen Meere und bedeckte bedeutende Theile der Gouvernements von Orenburg, Saratow, Samara, Simbirsk, Kasan und Ufa.

Auf der östlichen Seite des Kaspimeeres trifft man dieselben Ablagerungen auf der Nord- und Südseite der Halbinsel Mangischlak, sowie um den Karabugaz-Busen herum an. Jedoch entfernen sie sich nicht weit von dem jetzigen Meeresufer, durch das Ust-Urt-Plateau gehindert. Der Kubadagh und das Plateau nördlich von Krasnowodsk drängen die aralokaspischen Bildungen wieder zurück, aber im Süden von diesem Gebirge war ein Meeresarm in östlicher Richtung vorgedrungen. Dieser Busen bildete zwischen Kurjanin-Dagh und Kopet-Dagh eine Meerenge, aus welcher die Berge des grossen und kleinen Balchan als Inseln hervorragten. Diese Meerenge bildete die Verbindung zwischen dem kaspischen und aralischen Theil des Meeres.

Die Grenzen des aralokaspischen Sees gegen Osten hin sind bis jetzt nicht genau festgestellt. Mit Sicherheit kann jedoch behauptet werden, dass er ausser dem jetzigen Aralsee auch das bedeutende, gegenwärtig fast vollständig trockengelegte Sarakamysch-Becken, sowie die niedrig gelegenen Theile der Flussläufe des Amu-Darja und Syr-Darja einnahm. In der Amu-Darja-Niederung hat er sich wenigstens bis gegen Nukus, den Knotenpunkt des jetzigen Amu-Darja-Deltas, etwa 150 Kilometer im Süden von dem Aralsee, verbreitet. Der westliche Theil der Karakumer Wüste zeigt überall zahlreiche marine Reste aus dieser Zeit; dagegen scheint der östliche, höher gelegene Theil derselben nicht überfluthet gewesen zu sein. Auf meinem Wege von Gerk-Tepe nach Devrusa in der Richtung von Khiva — im Monat Jänner 1886 — traf ich keine aralokaspischen Fossilien an. Das aralokaspische Meer bespülte somit im Süden den Kopet Dagh und im Nordwesten den Rand des Ust-Urt-Plateaus, ohne jedoch dieses Plateau zu bedecken.

Die Area dieses so abgegrenzten Meeres beträgt etwa 1,100.000 Quadrat-Kilometer und ist also beinahe halb so gross wie die Area des jetzigen Mittelmeeres, welches auf 2,500.000 Quadrat-Kilometer geschätzt wird.

In Bezug auf die Verticalhöhen, welche von den aralokaspischen Ablagerungen erreicht werden, liegen nicht so vollständige Angaben vor, wie über deren horizontale Ausbreitung. In der Umgebung Baku's trifft man mehrerenorts aralokaspische Schichten 50 Meter über dem jetzigen Wasserstande; bei Balachany auf der Mitte der Halbinsel Apscheron kommen aralokaspische Lager von Sand und Thon, welche übergreifend die naphthaführende Schichtserie bedecken, sogar in 70 bis 75 Meter Höhe über der Kaspifläche vor. Bei Surachany erreichen sie eine Höhe von 90 Meter über dem Kaspispiegel.

Die grösste Höhe über dem jetzigen Wasserniveau des Kaspischen Meeres, bei welcher ich die aralokaspischen Lager auf Apscheron

beobachtete, ist 115 Meter (89 Meter absolute Meereshöhe), welche Höhe von horizontalen Lagern grober Conglomerate, wahrscheinlich Uferbildungen, erreicht werden. Drei Kilometer nördlich von Baku am Postwege nach Kuba überdecken diese discordant die pontischen Schichten.[1])

Auf der Ostseite des Kaspischen Meeres ist der frühere Wasserstand durch die Uferwälle von mächtigen Kalkblöcken mit Kies und Cardiumschalen, welche den grossen und kleinen Balchan auf 20 bis 30 Meter Höhe über der Steppenfläche umsäumen, angezeigt.[2]) Ablagerungen von Uferkies und Sand in horizontaler Lage kommen auch auf den Vorbergen des kleinen Balchan vor.[3]) Schon Helmersen hat aus früheren Beobachtungen den Schluss gezogen, dass die Wasserfläche des Aralsees etwa 20 Meter höher als jetzt gelegen hat.[4])

Es soll hier noch darauf aufmerksam gemacht werden, dass, wenn man die Grenzen des Aralokaspischen Meeres, wie dieselbe durch Verfolgung der aralokaspischen Ablagerungen bekannt geworden sind, mit der hypsometrischen Curve von 100 Meter Meereshöhe vergleicht, man sogleich einer auffallenden Uebereinstimmung begegnet. Dieselbe ist auf lange Strecken so gross, dass man von einem völligen Zusammenfallen der genannten beiden Linien reden kann. Wenn wir den Lauf der betreffenden Curve verfolgen, so wird uns das oben Gesagte sogleich deutlich.[5]) Während die Hundertmeter-Curve an der Süd- und Südwestküste des Kaspischen Meeres dem Ufer sehr nahe tritt, biegt sie im Kurathale bis über den Vereinigungspunkt von Kur und Araxes hinein. Von hier sich wieder dem Meeresufer nähernd und quer über die Halbinsel Apscheron streichend, folgt sie der Abdachung Daghestans, lässt nur einen ganz schmalen Ufersaum, bis sie unweit der Mündung des Sulak nach Nordwesten abbiegt und südlich der Manytsch-Niederung in das Gebiet des Asow'schen Meeres hinüberstreicht. Nördlich des Manytsch folgt die Curve dem östlichen Rande der Jergenihöhen, bis sie bei Zaritzyn die Wolga trifft, von wo an sie diesem Flusse nach Norden folgt. Die von der Hundertmeter-Curve abgegrenzte Area der Wolganiederung liegt ausschliesslich auf der Ostseite des Flusses und erstreckt sich bis zum Einflusse der Kama, einen grossen Theil des unteren Wolga-Beckens einnehmend. Von da an verzweigt sich das Tiefland nach zwei Richtungen. Nach Westen erstreckt sich das obere

---

[1]) Abich gibt an, dass die quartären aralokaspischen Lager bis zu 200 Fuss englisch (60 Meter) über den jetzigen Wasserstand aufsteigen. „Ueber eine im Kaspischen Meere erschienene Insel" etc. Mém. de l'Académie imp. des sciences de St. Petersbourg, 1862, VII Sér., Tome VI, pag. 71.

[2]) Sjögren, Ueber das transkaspische Naphta-Terrain. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887, Bd. 37, pag. 50. Vergleiche auch Konschin in Radde's „Vorläufiger Bericht über die Expedition nach Transkaspien und Nord-Chorassan im Jahre 1886". Petermann's Mittheilungen, 1887, Bd. 33, pag. 237.

[3]) Konschin, l. c. pag. 238 gibt die Höhe dieser Bildungen zu „etwa 60 Meter über dem Spiegel des heutigen Kaspischen Meeres" an. Nach meinen im Jahre 1885 gemachten Beobachtungen steigen die betreffenden Bildungen auf dem kleinen Balchan bedeutend höher hinauf.

[4]) Helmersen, Beitrag zur Kenntniss der geologischen und physiko-geographischen Verhältnisse der aralokaspischen Niederung. Mélanges phys. et chim. tirés du Bulletin de l'Académie imp. des sciences de St. Petersbourg. 1879, Tom. XI, pag. 155.

[5]) Vergl. z. B. die Höhenkarte Russlands in Reclus, Nouvelle géographie universelle. Tome V, Pl. IV.

Wolgabecken, dessen Hauptorte Kasan, Nischni-Nowgorod und Jaroslaw alle weniger als 100 Meter Höhe besitzen. In dieses Becken scheint sich das Aralokaspische Meer jedoch nicht erstreckt zu haben. Nach Osten nimmt das von der Hundertmeter-Curve begrenzte Tiefland das Kamathal ein, wo man, wie oben gesagt, aralokaspische Ablagerungen findet. Beim nördlichen Ufer des Kaspischen Meeres schliesst die betreffende Curve ein ausgedehntes Tiefland ein, welches die unteren Flussgebiete des Ural und der Emba umfasst. Oestlich vom Kaspischen Meere sind die hypsometrischen Verhältnisse noch zu wenig erforscht, um dort den Lauf der Hundertmeter-Curve genauer verfolgen zu können. Jedenfalls biegt dieselbe um das Ust-Urt-Plateau rund herum und schliesst die Aral- und Sarykamysch-Becken, sowie den Westtheil der Karakumer Wüste ein.

Die obige kurze Skizzirung des Verlaufes dieser Curve zeigt schon genügend die nahe Uebereinstimmung derselben mit den Grenzen des ehemaligen Aralokaspischen Meeres. Wenn auch auf einigen Stellen die aralokaspischen Ablagerungen nicht auf dieser Höhe angetroffen wurden, wie z. B. auf der Halbinsel Apscheron, wo sie im Allgemeinen 40 bis 50 Meter unter jenem Niveau bleiben, so mag das zum Theil davon herrühren, dass der höchste Wasserstand nur von kurzer Dauer war und also nur verhältnissmässig weniger mächtige Ablagerungen zurückgelassen hat. Zum Theil ist vielleicht auch erst künftigen Untersuchungen vorbehalten, das Vorkommen aralokaspischer Ablagerungen in jener Höhe nachzuweisen.

Nachdem die Verbreitung der aralokaspischen Ablagerungen auf so grosse Entfernungen und in so ausgedehnten Gebieten durch eine bestimmte Höhencurve begrenzt ist, darf man wohl schliessen, dass seit der Bildung dieser Ablagerungen bis zur gegenwärtigen Zeit keine bedeutenden Niveauveränderungen, weder durch Faltungen, noch durch Verwerfungen oder Einbrüche in das kaspische Becken vorgekommen sind.

Man hat also Grund anzunehmen, dass das Niveau des Aralokaspischen Meeres etwa 100 Meter über dem allgemeinen Meeresniveau lag. Anstatt wie das jetzige Kaspische Meer unter dem Meeresniveau zu liegen, hat es eine für ein so ausgedehntes Binnenmeer nicht unbedeutende absolute Höhe besessen. Wie damals die Höhenverhältnisse im westlichen Theile der Manytsch-Niederung, wo der tiefste Punkt der Schwelle zwischen dem Kaspischen und dem Schwarzen Meeresbecken lag, beschaffen waren, muss noch dahingestellt bleiben. Entweder lag damals diese Schwelle entsprechend höher, oder es floss der von dem aralokaspischen Meere durch die Manytsch-Niederung ausgehende Meeresarm mit einer in demselben hohen Niveau liegenden Wasserfläche, welche den Platz des jetzigen Asow'schen Meeres einnahm, zusammen.

III.

Im Anfange der Quartärperiode, also gleichzeitig mit der Transgression des Kaspischen Meeres, trat die nordeuropäische Eiszeit ein und der grössere Theil des europäischen Russland wurde durch vorrückendes Landeis bedeckt. Gegen Süden drang diese Eisdecke bis an den 49. Breitegrad vor, gegen Osten näherte sie sich der unteren

Wolga in der Gegend von Saratow. Da nirgends, so viel bis jetzt bekannt ist, die aralokaspischen Ablagerungen in unmittelbare Berührung mit den glacialen Bildungen kommen, ist es schwer, den Beweis zu erbringen, dass diese beiden verschiedenartigen Bildungen gleichzeitig waren. Im Gouvernement Saratow nähern sich die betreffenden Bildungen einander bis zu einer Entfernung von etwa 100 Kilometer. Im Gouvernement Wjatka, zwischen den Flüssen Wjatka und Kama, rücken die glacialen Spuren in unmittelbare Nähe der postpliocänen, sphärosiderithaltigen Schichten, welche nach Krotow wahrscheinlich aralokaspischen Alters sind und hier oder in den Umgebungen könnte man vielleicht die Frage über das relative Alter dieser Bildungen lösen. Bis jetzt bekannte Beobachtungen weisen alle darauf hin, dass die aralokaspischen und die glacialen Bildungen nicht über, sondern nur nebeneinander vorkommen, ein Umstand, der jedenfalls für die Gleichzeitigkeit ihrer Entstehung spricht.

Durch Verfolgung der Ausbreitung des Geschiebelehms und der erratischen Blöcke kann man die ehemaligen Grenzen des Landeises reconstruiren. [1])

Das Landeis, welches während seiner grössten Ausdehnung als eine zusammenhängende Masse das ganze centrale Russland bedeckte, schoss von dort in drei Spitzen (Ausläufern) vor, nach Süden, Südosten und Ost gerichtet. Die Grenzlinie der glacialen Spuren in Russland kommt von Galizien nach Wolhynien herein; die gegen Süden gerichtete Spitze bedeckte das ganze Gouvernement Tschernigow und grössere Theile der Gouvernements Kiew und Poltawa und berührte sogar die nördliche Grenze des bei dem Schwarzen Meere gelegenen Gouvernement Cherson. Von Krementschug am Dnieper läuft die Grenze beinahe gerade gegen Norden, so dass die Gouvernements Charkow und Kursk eisfrei waren und das Gouvernement Orel nur theilweise bedeckt war. Die gegen Südosten gerichtete Spitze umfasst die Gouvernements Rjasan und Tambow, den grösseren Theil des Gouvernements Tula und bedeutende Stücke der Gouvernements Woronesch, Saratow und Pensa. Hier wird die grösste Entfernung von den Quellen des Landeises erreicht und die in dem Gouvernement Saratow gefundenen erratischen Blöcke krystallinischer Gesteine Finnlands und des Olonetzer Gebietes haben einen Weg von 1200 bis 1500 Kilometer zurückgelegt. Von der Umgebung Saratows geht die Grenze wieder beinahe gerade nach Norden, die Gouvernements Simbirsk und Kasan frei von erratischem Material lassend, biegt sich aber bei dem 60. Breitengrade wieder zu einer breiten, gegen Osten gerichteten Spitze um, welche die Gouvernements Wologda und — theilweise — Wjatka umfasst. Von hier ab geht die Grenze der Glacialbildungen in nordnordwestlicher Richtung bis zum Eismeere.

Die enorm grosse Area, welche von den glacialen Bildungen des europäischen Russland eingenommen wird, geht aus folgenden Zahlen hervor: Penck hat die ganze Oberfläche des nordeuropäischen Landeises zu 6·3 Millionen Quadrat-Kilometer geschätzt, dabei mehr als

[1]) Wir stützen uns im Folgenden mit Bezug auf die Verbreitung der glacialen Bildungen Russlands auf Nikitin's ausführliche Darstellung in Petermann's Mittheilungen. 1886, Bd. XXXII, pag. 257.

1·8 Millionen Quadrat-Kilometer, welche auf das Atlantische Meer, die Nordsee, die Ostsee, das Eismeer und Weisse Meer entfallen, eingerechnet. Von den übrigen 4·5 Millionen Quadrat-Kilometer kommen bis zu 3 Millionen auf das europäische Russland — Finnland und Polen eingerechnet — während nur etwa 0·4 Millionen Quadrat-Kilometer auf Deutschland, Dänemark und Holland fallen.

Die glacialen Bildungen sind in diesem ausgedehnten Flächenraume von sehr verschiedenartiger Beschaffenheit und besonders kann man eine unzweideutige Abnahme der Intensität der glacialen Erscheinungen constatiren, je mehr man sich von den Quellen des Landeises entfernt. Während die glacialen Phänomene sich in Nordwest-Russland in mannigfacher Entwicklung darstellen und ihren Stempel dem ganzen physiographischen Charakter des Landes aufdrücken, bleiben längs der soeben beschriebenen Grenze von glacialen Bildungen nur die mehr oder weniger reichlich auftretenden erratischen Blöcke zurück. Nikitin hat deswegen die glacialen Bildungen Russlands in mehrere geographische Typen zerlegen können, welche er folgendermassen charakterisirt.[1])

1. Der finnländische und olonetzische Typus: Mächtige Entwicklung der Grundmoränen, aus unsortirtem Materiale der Umgebung bestehend; glaciale Reffeln und Rundhöcker; „Åsar" und Seebecken von glacialer Entstehung.

2. Der baltische Uebergangstypus: Das Moränenmaterial ist aus gemischten localen und fremden Elementen zusammengesetzt. Die Farbe der Grundmoränen zeigt Uebergänge von hellgrau bis rothbraun in Abhängigkeit von dem unterliegenden Gesteine; „Åsar" kommen noch vor, aber nehmen an Grösse ab.

3. Der polnisch-lithauische Typus zeigt vollständige Uebereinstimmung mit den norddeutschen Glacialbildungen der Provinz Preussen; zwei Grundmoränen, die untere grau, die obere hauptsächlich von brauner Farbe, durch geschichtete interglaciale Bildungen getrennt und durch im Allgemeinen geschichtete Sand- und Thonablagerungen bedeckt.

4. Der centralrussische Typus: Eine einzige, mächtig entwickelte Grundmoräne aus braunem, sandigem Lehm mit unterliegenden, geschichteten Sand- und Kiesablagerungen und stellenweise von ungeschichteten Kies- und Sandlagern bedeckt.

5. und 6. Die süd- und südostrussischen Typen: Erratisches Material mit mehr oder weniger gut erhaltenen glacialen Ablagerungen durch typischen Löss, welcher gegen Süden und Osten an Mächtigkeit und Verbreitung zunimmt, bedeckt.

Von den vielen Fragen, welche im nächsten Zusammenhang mit dem Vorkommen der soeben charakterisirten Typen glacialer Bildungen stehen, interessirt uns an dieser Stelle keine näher, als die, in welchem Grade Russland von der zweiten Vereisung berührt wurde und welche Verbreitung gegen Süden und Südosten dieser Vergletscherung zukam. Die oben angeführte Charakteristik der verschiedenen glacialen Typen gibt schon an, dass sich die zweite Vereisung auch über das

[1]) Nikitin, Iswästija geologitjeskavo kommiteta. 1886, Heft 3 und 4, pag. 133.

Verbreitungsgebiet des Typus 3, also über Polen und Lithauen, erstreckt hat. Es ist dann selbstverständlich, dass auch die Verbreitungsgebiete der Typen 1 und 2, also Finnland, das olonetzische und baltische Gebiet, ebenso von dieser zweiten Vergletscherung getroffen waren, wenn man auch hier die Einwirkungen der beiden Eiszeiten weniger leicht von einander unterscheiden kann.

Als das sicherste Kriterium für das Vorkommen von zwei Vereisungen muss man noch immer das Auftreten zweier Grundmoränen betrachten. Dieses berücksichtigend, kann man sicher behaupten, dass die zweite Vergletscherung bei ihrer grössten Verbreitung ausser Finnland, dem Olonetzer Gebiet und den baltischen Provinzen auch Polen und die Gouvernements Grodno, Wilna und Kowno, sowie wenigstens Theile der Gouvernements Witebsk und Pskow bedeckte.[1])

Die zweite Vereisung scheint also, nach dem, was jetzt bekannt ist, in Russland nirgends die uralisch-baltische Wasserscheide, welche über die Waldai-Höhen mit unregelmässigem Laufe hauptsächlich in der Richtung Südwest sich über das russische Plateau erstreckt und die Flussgebiete der Wolga, des Don und Dnieper von denen der Düna, des Niemen und der Weichsel trennt, überschritten zu haben. Die glacialen Typen mit zwei Grundmoränen kommen nämlich nur auf der Nordwestseite der genannten Wasserscheide vor, fehlen aber im Süden und Osten davon. Wir werden unten sehen, dass dieses Verhältniss — dass nämlich das Landeis während seiner zweiten Ausbreitung die uralisch-baltische Wasserscheide nicht zu überschreiten vermochte — nicht ohne Bedeutung ist bei der Erklärung des Wasserstandes des aralokaspischen Meeres.

IV.

Wir haben oben gesehen, dass ein grosser Theil des nördlichen Europa am Anfange der quartären Zeit mit einer Eisdecke bedeckt war und gleichzeitig sich über das südrussische Flachland und die angrenzenden Theile Asiens ein grosses Binnenmeer ausbreitete. Wenn zwei Erscheinungen gleichzeitig oder nahezu gleichzeitig eintreten, ist man geneigt, darin einen ursächlichen Zusammenhang zu erblicken, was um so mehr berechtigt ist, wenn die Erscheinungen, wie im vorliegenden Falle, von verwandter Natur sind. Das ursächliche Verhältniss kann

[1]) Vergl. Nikitin, Iswästija geologitjeskavo kommiteta. 1886, Heft 3 und 4, pag. 182, 183. Wenn Nikitin das Vorkommen zweier Grundmoränen als das sicherste Kriterium für die Ausbreitung der zweiten Eiszeit betrachtet, wird die Grenze derselben etwas weiter gegen Osten verschoben als De Geer angegeben hat (Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellsch. 1885, Bd. 37, pag. 177). Auf der anderen Seite bekommt dadurch die spätere Vergletscherung eine bedeutend kleinere Verbreitung, als wenn man mit Penck die nördliche Löss-Grenze auch als Grenze der zweiten Vereisung annehmen wollte. In diesem Falle müsste nämlich auch ein grosser Theil Central-Russlands dem Gebiete der zweiten Vereisung zugerechnet werden. Wenn man aber hier bis jetzt keine Spuren der zweiten Vereisung aufgefunden hat, und wenn es noch hypothetisch ist, ob man überhaupt einen directen Zusammenhang zwischen der Ausbreitung des Landeises und der Lössbildung annehmen darf, und dazu noch unsicherer ist, dass ein solcher Zusammenhang, wenn er auch für das mittlere Deutschland nicht abgesprochen werden kann, auch auf dem russischen Plateau besteht, scheint es mir sicherer, eine grössere Verbreitung der zweiten Vergletscherung, als die durch das Vorkommen der jüngeren Grundmoränen bezeichneten, nicht anzunehmen.

dann von zweierlei Art sein: entweder ist die eine der Erscheinungen einfach eine Wirkung der anderen oder es stammen beide Wirkungen von ein und derselben, ausserhalb der beobachteten Erscheinungen liegenden Ursache ab. Im vorliegenden Falle also könnten die beiden Erscheinungen, nämlich die Ausbreitung des Landeises über Russland, sowie die gleichzeitige Vergrösserung der Wasserfläche des Aralokaspischen Meeres zu einander im Verhältniss von Ursache und Wirkung stehen. Oder es könnten diese beiden gleichzeitigen Erscheinungen auch Wirkungen einer ausserhalb stehenden Ursache sein.

Wir haben schon früher gesehen, wie Jamieson dieses Verhältniss deutet. Er betrachtet den Wasserstand der Salzseen als ein Mass für die Niederschlagsmengen der Umgebungen und meint, dass ein höherer Wasserstand auch reichlichere Niederschläge beweise. Da unter die Bedingungen einer Eiszeit auch ein gewisser, ziemlich hoher Feuchtigkeitsgrad der Atmosphäre und eine daraus folgende grosse Niederschlagsmenge gehört, so betrachtet Jamieson die Eiszeit ebenso wie das Steigen des Wasserniveaus der Salzseen als verschiedenartige Wirkungen einer und derselben Klimaänderung.

Dass diese Auffassung in Bezug auf den Zusammenhang zwischen der Eiszeit in Nordamerika und dem höheren Wasserstande im Utahbecken auch von Gilbert und anderen amerikanischen Geologen getheilt wird, geht schon aus den früher citirten Aeusserungen derselben hervor.

Wenn man dieselbe Erklärung auch auf das Aralokaspische Meer anwenden wollte, müsste man annehmen, dass die gleichen Klimaänderungen, welche die nordeuropäische Vereisung hervorbrachten, sich auch weit hinein in das südöstliche Europa erstreckten und bis in das abflusslose, centralasiatische Becken fortsetzten. Es scheint mir jedoch überflüssig, Klimaänderungen, welche ein so weites Gebiet der alten Welt getroffen hätten, anzunehmen, vielmehr scheint mir, dass das Anfüllen des aralokaspischen Beckens einfach als eine directe Wirkung der Ausbreitung des Landeises über Russland betrachtet werden kann.

Ein Blick auf eine Karte, auf welcher die Grenzen des russischen Landeises bei seiner grössten Verbreitung angegeben sind, zeigt nämlich, dass ein grosser Theil des Schmelzwassers des Landeises in das genannte Becken abgeflossen sein muss und somit beitrug, dasselbe zu füllen. [1]) Gegenwärtig bildet die Wolga den einzig grösseren Zufluss des Kaspischen Meeres. Dieser Zufluss existirte schon während der grössten Ausdehnung des Kaspischen Meeres, aber durch das fortschreitende Landeis wurden noch grosse Quantitäten von Niederschlägen aus Gegenden, welche jetzt ihren natürlichen Abfluss nach der Ostsee und dem Weissen Meere haben, dem Aralokaspischen Meere zugeführt. Das konnte nur dadurch geschehen, dass das Landeis während seiner Bewegung die uralisch-baltische Wasserscheide überschritt, wodurch

[1]) Es ist das Verdienst Karpinsky's, zuerst die Aufmerksamkeit darauf gerichtet zu haben, dass das natürliche Sammelbassin für das Schmelzwasser von einem Theile des Landeises das Kaspibecken war. Jedoch scheint die Anschauung Karpinsky's, nach seinen ganz kurz und beiläufig ausgesprochenen Ausführungen zu urtheilen, von den hier entwickelten zu differiren und sich eher der Ansicht Jamieson's zu nähern. Vergl. Karpinsky, l. c. pag. 40.

die Niederschlagsmengen, welche als Schnee im Norden und Nordwesten der Wasserscheide fielen, nach der Schmelzung ihren Abfluss nach der südlichen und südwestlichen Seite der Wasserscheide nahmen.

Bis wir nicht zur vollständigeren Kenntniss über die Bewegungsrichtungen des Landeises in Russland gelangt sind, ist es schwer zu beurtheilen, ein wie grosser Theil des nordeuropäischen Landeises sein Schmelzwasser an das Wolgathal und somit auch an das Kaspische Meer abgab. Das Vorkommen von finnländischen Blöcken mehrerenorts in den Wolga-Gouvernements zeigt jedoch, dass wenigstens ein Stück von Finnland zu eben diesem Theile gerechnet werden muss. Weil diese Blöcke dorthin transportirt worden sind, wo man sie jetzt antrifft, muss auch das Eis, welches sie transportirte, ebensoweit vorgeschritten sein, bis es zur Schmelzung kam. Eine Schätzung ergibt, dass von den drei Millionen Quadrat-Kilometer Russlands, welche bei der grössten Ausdehnung des Landeises bedeckt waren, etwa eine Fläche von 1·5 Millionen Quadrat-Kilometer ihr Schmelzwasser durch die Wolga oder auf anderem Wege dem Kaspischen Meere abgab.

Es sollte von Interesse sein, eine Berechnung anstellen zu können über die Quantität Eis, welche jährlich über die Wasserscheide geführt wurde und somit den Zufluss des Kaspischen Meeres vermehrte. Eine solche Berechnung lässt sich jedoch nicht mit Genauigkeit bewerkstelligen, weil man weder die Bewegungsgeschwindigkeit des Landeises, noch seine Mächtigkeit bei dem Ueberschreiten der Wasserscheide, noch die Abdunstung der Eisoberfläche kennt.

Wenn man für die genannten Factoren solche Werthe, wie sie aus unserer jetzigen Kenntniss des Glacialphänomens resultiren, einführt, so gestaltet sich eine solche Berechnung folgendermassen.

Um das Volumen der Eismasse zu ermitteln, welche über die Wasserscheide in einem Jahre transportirt wurde, hat man nöthig, die Länge der Wasserscheide, welche von denjenigen Eismassen, die im Wolgabecken zur Schmelzung gelangten, überschritten wurde, zu kennen, sowie weiter die Mächtigkeit und die Bewegungsgeschwindigkeit des Landeises. Der erste dieser Factoren ist leicht zu bestimmen. Durch directe Messung auf einer Karte findet man, dass die betreffende Länge von einem Punkte im Norden des nördlichen Knies der Kama bis in die Nähe von Smolensk etwa 1450 Kilometer ausmacht.

In Bezug auf die Mächtigkeit des Landeises hat man dagegen leider nur sehr unzuverlässige Anhaltspunkte, da man sich dabei hauptsächlich nur auf Analogien mit dem grönländischen Landeise stützen kann. Die Annahmen haben hier also ziemlich weiten Spielraum. Wir sollen uns deswegen bemühen, keine Ueberschätzungen zu machen und lieber so kleine Zahlen wie nur möglich als Mass für die Mächtigkeit der Eisdecke annehmen.

Die Mächtigkeit des grönländischen Landeises wird von Heim[1]) auf 300 bis über 1000 Meter geschätzt, während Nansen[2]) neuerlich dieselbe, wenigstens im Inneren des Landes, auf 1600 bis 1900 Meter veranschlagte. Das grönländische Landeis nimmt eine Area von nur

[1]) Heim, Handbuch der Gletscherkunde. 1885, pag. 53.
[2]) Petermann's Mittheilungen. Bd. 35, 1889, pag. 184.

etwa 1 Million Quadratkilometer ein, während die nordeuropäische Area sechsmal grösser war. Da die Fähigkeit des Landeises, sich über Länder von verhältnissmässig ebener Beschaffenheit, wie Nordeuropa und Grönland, ausbreiten zu können, ohne Zweifel von der Mächtigkeit des Eises abhängt, so ist man berechtigt, anzunehmen, dass das nordeuropäische Landeis mächtiger war, als das grönländische jetzt ist. Wir wollen jedoch als Durchschnittszahl nur eine Mächtigkeit von 1000 Meter für das ganze Landeis annehmen.[1]) Und da die betreffende Wasserscheide ungefähr in der Mitte liegt zwischen den Anfangsquellen des Landeises, wo seine Mächtigkeit am grössten war und seinen äussersten Grenzen, wo die geringste Mächtigkeit vorhanden war, so können wir die genannte Zahl als Mass der mittleren Mächtigkeit des Eises bei dem Ueberschreiten der Wasserscheide acceptiren.

Noch schwieriger stellt sich die Frage, wenn es sich darum handelt, eine wahrscheinliche Zahl für die Bewegungsgeschwindigkeit des Landeises zu bestimmen. Directe Beobachtungen darüber sind auf dem grönländischen Landeis nicht gemacht und auch auf indirectem Wege kann man zu keinen sicheren Schlüssen gelangen. Ich habe die ganze mir zugängliche Literatur allgemeiner geologischer Handbücher, sowie specielle glacialgeologische Abhandlungen durchsucht, ohne auf irgend eine einzige Stelle zu stossen, welche das Problem der Bewegungsgeschwindigkeit eines Landeises discutirt oder auch nur erörtert hätte. Wir sprechen sozusagen täglich von der Bewegung des Landeises, ohne jedoch dabei irgend einen bestimmten Begriff von der Geschwindigkeit, womit diese Bewegung stattfindet, zu haben.[2])

Einige Gründe scheinen für eine relativ ziemlich grosse Geschwindigkeit des Landeises zu sprechen; erstens hat man an den Ausläufern des grönländischen Landeises die grösste bis jetzt bekannte Geschwindigkeit des Gletschereises beobachtet und weiter ist es ja eine bekannte Thatsache, dass das Eis sich schneller bewegt, je weniger die Reibung gegen den Boden und die Thalwände Widerstand leistet. Dass dabei einer frei ruhenden Eismasse eine grössere Geschwindigkeit zukommen muss als einem in ein enges Bett eingeklemmten Gletscher, ist unzweifelhaft.

Anderseits sprechen mehrere Gründe dafür, dass dem Landeise keine besonders grosse Geschwindigkeit zukommen kann. Erstens ist die Bodenneigung viel zu klein, um eine solche Geschwindigkeit zu erklären und besonders ist sie viel geringer als bei den gewöhnlichen Gletschern; zweitens sind die Beobachtungen an den Ausläufern des grönländischen Landeises nicht für die ganze Masse dieses Landeises massgebend, da diese grosse Geschwindigkeit wohl durch den Druck des hinter und höher liegenden Landeises erzeugt wird. Alles in Betracht gezogen, scheint man bei unseren jetzigen Kenntnissen am richtigsten zu gehen, wenn man für das Landeis eine Bewegungsgeschwindigkeit

---

[1]) Neumayr sagt: „Unter diesen Umständen hat man als eine geringe Durchschnittszahl für die Mächtigkeit des nordeuropäischen Landeises 1000 Meter angenommen.“ Erdgeschichte. 1887, Bd. II, pag. 594.

[2]) Es ist zu hoffen, dass bei künftigen Erforschungen Grönlands auch die Bewegungsverhältnisse des Landeises näher studirt werden; das wäre dann durch Messungen von den Nunataken aus zu versuchen.

annimmt, welche weit hinter den maximalen Geschwindigkeiten der gewöhnlichen Gletscher sowohl, wie der Landeisausläufer auf Grönland zurückbleibt und sich der mittleren Bewegungsgeschwindigkeit eines gewöhnlichen Gletschers von alpinem oder skandinavischem Typus ziemlich nahe anschliesst.

Die jährliche Bewegung der Gletscher des alpinen Typus variirt zwischen 50 und 250 Metern; bei den grossen Himalaya-Gletschern ist sie bekanntlich viel grösser, nämlich 700 bis 1300 Meter jährlich. Wir nehmen aber diese abnorm grossen Geschwindigkeiten nicht zur Grundlage, da man noch viel zu wenig über die Gründe dieser Erscheinung weiss. Bei den Ausläufern des grönländischen Landeises hat man Bewegungen von 2000 bis 8000 Metern im Jahre gemessen. Ich glaube, dass man für das Landeis ohne Gefahr eine Geschwindigkeit von circa 200 Metern jährlich, also eine tägliche Bewegung von etwas über 0·5 Meter annehmen darf. Mit dieser Geschwindigkeit von 200 Metern jährlich hätte ein Eispartikel 10.000 Jahre nöthig, um den Weg von der skandinavischen Halbinsel bis zu den Wolga-Gouvernements zurückzulegen.

Mit den obigen Zahlen als Grundlage der Berechnung bekommt man eine Eismasse von 290 Cubikkilometer Grösse, welche jährlich dem kaspischen Becken zugeführt wurde aus Gegenden, die ausserhalb des Niederschlagsgebietes dieses Beckens liegen. Wenn wir weiter annehmen, dass $^1/_{10}$ des Eises während des Weges verdunstet und nur $^9/_{10}$ zur Schmelzung kommen, und weiter das specifische Gewicht des Gletscher-Eises = 0·9 setzen, so erhalten wir als jährlichen Mehrzufluss des Aralokaspi-Meeres durch das Landeis eine Wassermenge von 235 Cubikkilometer Wasser.

Wir wollen jetzt diese Wassermenge auf die ganze Area, welche durch das Aralokaspische Meer eingenommen wurde, vertheilen. Wie gross diese Area wirklich war, kann zwar bei unseren jetzigen, noch sehr unvollkommenen Kenntnissen der Grenzen des Aralokaspischen Meeres nicht genau ermittelt werden. Jedenfalls wird man dem wirklichen Verhältnisse nahe genug kommen, wenn man die Area des Aralokaspischen Meeres 2·2mal grösser als die jetzigen kaspischen und aralischen Wasserflächen zusammen annimmt, welche Annahme uns auf eine Area von 1,115.400 Quadratkilometer führt.[1]) Wenn die 235 Cubikkilometer Wasser, welche von dem nordeuropäischen Landeise herrühren, auf die soeben gegebene Area vertheilt werden, bekommt man eine Wasserschicht von 0·210 Meter Mächtigkeit. Diese Wasserschicht, sowie die Beiträge der Flüsse und der directe Niederschlag mussten also die jährliche Verdunstung ersetzen, wenn Gleichgewicht bestehen sollte.

Als Vergleich stellen wir nebenbei eine Berechnung des Wasserzuflusses, sowie der directen Niederschläge des jetzigen Kaspischen Meeres auf. In Bezug auf die Wassermenge der Wolga, welcher Fluss jetzt den grössten Zufluss des Kaspischen Meeres bildet, nimmt man an, dass seine mittlere Wassermenge an der Mündung 5780 Cubikmeter in der Secunde beträgt.[2]) Wenn man aus dieser Zahl den jähr-

[1]) Dabei ist die Fläche des Kaspischen Meeres zu 440.000 und die des Aralsees zu 67.000 Quadratkilometer angenommen.

[2]) Reclus, Géographie universelle. 1881, Tome V, pag. 667.

lichen Wasserzufluss berechnet und denselben auf die ganze Fläche des jetzigen Kaspischen Meeres vertheilt, so findet man, dass er einer Wasserschichte von 0·414 Meter Mächtigkeit entspricht. Wenn wir noch dazu annehmen, dass die Wassermengen der Flüsse Emba, Ural, Terek, Kura, Sefidrud und Atrek, für welche keine Messungen vorliegen, zusammen eben soviel wie die Wassermenge der Wolga ausmachen, welche Annahme in Bezug auf die ziemlich kleinen Niederschlagsgebiete dieser Flüsse eher zu hoch als zu niedrig ist, so bekommen wir für die ganze Wassermenge, die durch die Flüsse dem Kaspischen Meere zugeführt wird, eine Wasserschicht von etwa 0·828 Meter Höhe. Legt man noch die jährliche Niederschlagsmenge auf die Meeresfläche hinzu, welche sich nicht höher als auf 25 Centimeter annehmen lässt[1]), so ergibt sich im Ganzen für das jetzige Kaspische Meer eine Wasserschicht von 1·078 Meter Dicke, welche während der jetzigen klimatologischen Verhältnisse die Verdunstung zu balanziren vermag.

Kehren wir nun zu dem alten Aralokaspischen Meere zurück. Obwohl uns die nöthigen klimatologischen Daten fehlen, um die Wassermengen der damaligen Flüsse, sowie die Niederschlagsmenge auf die Meeresfläche mit Genauigkeit zu berechnen, wollen wir doch zum Vergleiche versuchen, unseren Calcul noch einen Schritt weiter zu führen. Soeben haben wir erfahren, dass die von dem Landeise herrührende Wassermenge auf die Fläche des ganzen Meeres vertheilt, eine Schicht von 0·210 Meter bildete; führen wir nun noch die Wassermenge der Flüsse und den directen Niederschlag in die Rechnung ein. In Bezug auf die erstere wollen wir, um nicht zu hoch zu greifen, einfach annehmen, dass die durch die Flüsse zugeführte Wassermenge damals dieselbe war wie jetzt. Dabei abstrahiren wir also gänzlich davon, dass damals so mächtige Flüsse, wie Amu- und Syr-Darja, in das Aralokaspische Meer mündeten und lassen deren zugeführte Wassermengen ausser Betracht. In unseren Tagen wird, wie wir oben sahen, dem Kaspischen Meere durch die Wolga und die übrigen Flüsse eine jährliche Wassermenge zugeführt, welche einer Schicht von 0·828 Meter entspricht. Vertheilen wir diese Wassermenge auf eine 2·2mal grössere Oberfläche, so bildet sie eine Wasserschicht von 0·376 Meter Höhe. Führen wir weiter den directen Niederschlag auf die Oberfläche des Meeres, wie bei dem jetzigen Kaspischen Meere, mit 0·250 Meter ein, so bekommen wir endlich eine Wasserschicht von der Mächtigkeit von $0{\cdot}210 + 0{\cdot}376 + 0{\cdot}250 = 0{\cdot}836$, welche die jährliche Verdunstung balanziren musste.

Es fragt sich jetzt: Ist es annehmbar und wahrscheinlich, dass die Verdunstung der Oberfläche des Aralokaspischen Meeres nur einer Wasserschicht von 0·836 Meter entsprach, nachdem wir soeben gesehen haben, dass die Verdunstung der Oberfläche des jetzigen Kaspischen Meeres sich auf 1·078 Meter beläuft? Können wir einen Grund dafür angeben, dass die Verdunstung damals so bedeutend *geringer* — der Unterschied entspricht einer Wasserschicht von 0·242 Meter — war?

[1]) Baku hat eine Regenmenge von 25, Derbent von 37 und Astrachan von 12 Centimeter jährlich. Die Regenmenge Lenkorans ist abnorm gross, nämlich 131 Centimeter. Alle diese Plätze liegen auf der Westküste, welche durchgehends mehr Niederschlag hat als die Ostküste.

Meiner Ansicht nach ist die Ursache für dieses Verhältniss nicht schwer zu finden.

Die erste Bedingung für eine grosse Verdunstung ist eine hohe Temperatur der Wasserfläche, sowie der Luftschichten, welche die Wasserfläche berühren. Es ist jedenfalls ganz sicher, dass in Bezug auf die Gegenden des Kaspischen Meeres während der Diluvialzeit diese Hauptbedingungen einer bedeutenden Verdunstung weit weniger vorhanden waren als jetzt. Das Landeis, dessen Rand in der Wolganiederung und in der Nähe des damaligen Aralokaspischen Meeres stand, muss nothwendigerweise ein kälteres Klima hervorgebracht haben. hauptsächlich durch Bindung von so grossen Wärmemengen, welche für die Schmelzung des Landeises in Anspruch genommen wurden.

Wie bei der Bildung von Schnee und Eis Wärme frei gemacht wird, nämlich $79^1/_4$ Calorien pro Gewichtseinheit Wasser, so wird auch bei der Schmelzung des Schnees und Eises ebenso viel Wärme gebunden. Dieses Gesetz ist bei grossen Landeismassen in klimatologischer Beziehung von ausserordentlich hoher Bedeutung, besonders wo die Gegenden des Gefrierens und des Schmelzens weit von einander entfernt liegen, wie es Wojeikow zuerst gezeigt hat.[1])

Der Schnee, welcher während der Eiszeit auf den Firnfeldern der skandinavischen Halbinsel fiel, trug dazu bei, das Klima dort zu mildern, dadurch, dass die bei der Schneebildung frei gewordene Wärme den Luftmengen zu Gute kam. Jahrhunderte später, als dieselben Schneemassen, nachdem sie in Gletschereis umgewandelt waren, in der Wolganiederung zur Schmelzung kamen, nahmen sie eine äquivalente Wärmemenge zurück, welche also den Gegenden, wo die Schmelzung stattfand, entzogen wurde.

In der Gegend, wo die Schmelzung des Landeises vor sich ging, musste also eine bedeutende Senkung der Mitteltemperatur stattfinden, was nicht ohne Einfluss auf die Temperatur der Wasserfläche des Aralokaspischen Meeres, so lange der Rand des Landeises in der Nähe dieses Meeres stand, bleiben konnte. Dadurch wurde wieder die Verdunstungsmenge — pro Flächeneinheit — vermindert und die Fläche des Meeres konnte sich leichter auf einem hohen Niveau halten. Wenn man dieses Verhältniss in Betracht zieht, wird es in hohem Grade wahrscheinlich, dass die oben angeführten Zuflüsse des Meeres — das Schmelzwasser des Landeises, die Flüsse und die directe Niederschlagsmenge — völlig genügend waren, um die damals nicht so grosse Verdunstung zu balanziren; ja dass sie vielleicht der Verdunstung überlegen waren, wodurch eine Erhöhung der Meeresfläche erfolgte, bis sie die Schwelle überstieg und sich mit dem Schwarzen Meere durch die Manytschstrasse verband.

Es mag hier noch daran erinnert werden, dass bei der obigen Berechnung nur verhältnissmässig kleine, also ungünstige Werthe angenommen wurden, z. B. für die Mächtigkeit und Bewegungsgeschwindigkeit des Landeises, für die Wassermenge der Flüsse, wobei Amu- und Syr-Darja ganz ausser Acht gelassen wurden u. s. w.; dagegen bei der vergleichenden Berechnung der Verdunstungsschichte des jetzigen

[1]) Alex. von Wojeikow, Gletscher und Eiszeiten in ihrem Verhältnisse zum Klima. Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin. 1881, Bd. 16, pag. 226.

Kaspischen Meeres eher zu hohe Werthe benutzt wurden, indem die Wassermenge der kleineren Flüsse sehr hoch geschätzt wurde. Die oben angeführte Differenz der früheren und jetzigen Verdunstungsschichten von 0·242 Metern ist also wahrscheinlich nicht unbedeutend zu hoch und dadurch wird es noch mehr annehmbar, dass die früheren Zuflüsse der Verdunstung vollkommen das Gleichgewicht halten konnten.

Die Einwirkung des Landeises auf das Wasserniveau des aralokaspischen Meeres war also von zweierlei Art: erstens gab das Landeis einen Theil seines Schmelzwassers diesem Meere ab und vermehrte dadurch seine Zuflüsse; zweitens kühlte es die Meeresfläche ab und verminderte dadurch die Verdunstung. Es ist noch ein Umstand in Bezug auf den Zusammenhang zwischen dem nordeuropäischen und dem Aralokaspischen Meere zu berücksichtigen. Wir wissen, dass zwei Eiszeiten, durch eine interglaciale Periode von einander getrennt, von der skandinavischen Halbinsel ausgingen, und es ist noch nöthig, die Rolle jeder dieser Vereisung bei der Hebung des Wasserspiegels des Kaspischen Meeres festzustellen. Wir haben oben gesehen, wie jede der beiden nordamerikanischen Eiszeiten durch eine entsprechende Hebung des Niveaus der Lake Bonneville und Lake Lahontan charakterisirt ist, und wie die amerikanischen Geologen dieses Verhältniss durch die Annahme von zwei Feuchtigkeitsperioden, getrennt durch eine Periode relativer Trockenheit, welche sowohl die beiden Vereisungen, wie auch das gleichzeitige Steigen des Wasserstandes der Salzseen verursacht haben sollen, erklärt haben.

Wenn man dieselbe Anschauung auch auf das Aralokaspische Meer übertragen wollte, so müsste man erwarten, auch da die Spuren von zwei Hebungen des Niveaus zu finden, den zwei nordeuropäischen Eiszeiten entsprechend. Aber so viel man bis jetzt weiss, hat in der diluvialen Zeit nur eine einzige Transgression der kaspischen Meeresfläche stattgefunden, und keiner der Forscher, welche sich mit den diluvialen aralokaspischen Ablagerungen befasst haben, weiss von zwei Transgressionen zu berichten.[1]) Die betreffende Erklärung stösst also auf die folgende Schwierigkeit: während die Ursachen, welche zu der ersten Vereisung Veranlassung gaben, auch ein Steigen des Niveaus des Kaspischen Meeres bedingten, hätten dieselben Ursachen, wie sie zum zweiten Male auftraten, eine solche Wirkung auf die kaspische Meeresfläche nicht mehr hervorgebracht.

---

[1]) Zwar trifft man mehrerenorts unweit der jetzigen Ufer des Kaspischen Meeres kaspische Ablagerungen, welche jünger als die oben geschilderten diluvialen aralokaspischen Lager sind. Dieselben, die sich durch eine theilweise andere Fauna auszeichnen, indem sie *Cardium edule Linné, Card. pyramidatum Gr.* und andere Formen, die sich bis jetzt nicht in den diluvialen aralokaspischen Ablagerungen vorfanden, enthalten, kommen nur bis 10 Meter über dem jetzigen Wasserniveau und in unmittelbarer Nähe des Ufers vor. Man kann hier also wohl von keiner Transgression des Kaspischen Meeres sprechen, da vielmehr sowohl das Vorkommen dieser Ablagerungen, wie auch deren Fauna darauf deuten, dass man es nur mit alluvialen Bildungen der Jetztzeit zu thun hat. Dasselbe wird vielleicht auch mit den von Tschernyscheff in den Astrachanischen Steppen angetroffenen kaspischen Lagern, welche mächtige, posttertiäre Süsswasserschichten mit *Unio* überlagern, der Fall sein. Vergl. Karpinsky: Uebersicht der physiko-geographischen Verhältnisse etc., pag. 41, in der Fussnote.

Dagegen wird der betreffende Umstand, dass man zwar zwei Eiszeiten im nördlichen Europa, aber nur ein Steigen der kaspischen Meeresfläche wahrgenommen hat, durch die von mir oben versuchte Erklärung von sich selbst gelöst. Das scheint mir nämlich davon abzuhängen, dass die letzte Vereisung die uralisch-baltische Wasserscheide nicht zu überschreiten vermochte und somit keine Niederschlagsmengen aus Gegenden, welche ausserhalb des Zuflussgebietes des kaspischen Beckens liegen, demselben zugeführt wurden, dass mithin auch nicht eine so beträchtliche Abkühlung dieser Gegenden durch die Schmelzung des Landeises erfolgen konnte, da nun der abschmelzende Rand des Landeises nicht mehr so nahe stand wie bei der ersten Eiszeit.

Schon im dritten Absatze haben wir die wahrscheinliche Ausbreitung der zweiten Vereisung in Russland besprochen. Soviel man bis jetzt weiss, folgte der Eisstrom während dieser zweiten Periode hauptsächlich dem Bette der Ostsee, indem er zuerst eine südliche, später eine südwestliche Richtung nahm, um endlich gerade nach Westen oder sogar nach Westnordwest abgelenkt zu werden. Er überschritt weder in Russland, noch in Deutschland die allgemeine europäische Wasserscheide (uralisch-baltische), durch welche er vielmehr, wie es scheint, abgelenkt wurde, und das Schmelzwasser des Landeises konnte folglich nicht auf die südliche oder südöstliche Seite der Wasserscheide abfliessen.

Es ist hieraus ersichtlich, dass das Steigen der kaspischen Meeresfläche nur der ersten Vergletscherung entsprechen konnte.

Die Veränderungen des Wasserniveaus im Kaspischen Meere haben von Seite der russischen Forscher vielfache Versuche zur Erklärung hervorgerufen, und schon v. Baer hat sich mit demselben Thema befasst.[1])

Helmersen setzt die Wasserabnahme des aralokaspischen Beckens in Verbindung mit hypothetischen Senkungen des Bodens im Kaspischen Meere — besonders im tieferen, südlichen Becken — und er betrachtet als mitwirkende Ursachen solcher Bodensenkungen die andauernden Ausströmungen von fliessenden und gasförmigen Kohlenwasserstoffen, welche an den Rändern dieses Beckens — Apscheron, Tscheleken u. s. w. — vor sich gehen.[2])

Das letzte Mal wurde dieses Thema in dem vorläufigen Berichte für die von der russischen Regierung nach Transkaspien und Chorassan abgesandte wissenschaftliche Expedition unter Befehl des Dr. Radde berührt. Der Geolog der Expedition, Bergingenieur Konschin, äussert sich bei Erwähnung der Bildungen kaspischen Alters in der Karakumer Wüste folgendermassen: „Vollzog sich die allmälige Trockenlegung eines so bedeutenden, früher meerbedeckten Theiles der Erdoberfläche vornehmlich unter dem Einfluss trockener Polarwinde, oder fand hier eine Hebung des Meeresbodens und damit ein rascher Abfluss des Wassers statt, wie Baer annahm, oder aber entsprachen Hebungen des Meeresgrundes an einzelnen Punkten gleichzeitige Senkungen an andern, wobei

---

[1]) v. Baer, Kaspische Studien. II. Bull. de l'Acad. de St. Petersbourg. 1858, Tome XII.

[2]) Helmersen, Beitrag zur Kenntniss der geologischen und physiko-geographischen Verhältnisse der aralokaspischen Niederung. Mél. phys. et chim. tirés du Bull. de l'Acad. Imp. des sciences de St. Petersbourg. 1879, Tome XI, pag. 142.

dann natürlich die Wasser in die tieferen, wenn auch weniger umfangreichen Bassins hinabstrebten?“ [1])

Ich war oben bemüht darzulegen, dass es überflüssig erscheint, solche Erklärungsgründe wie klimatische Aenderungen, welche direct die Gegenden des Kaspischen Meeres getroffen haben sollten — „trockene Polarwinde“ — zu suchen, besonders wenn man für diese Klimaänderungen jede Erklärung schuldig bleibt. Dasselbe gilt auch für die Annahme von bedeutenden Niveauveränderungen, welche ebenfalls durch keine Beobachtung wahrscheinlich gemacht werden. Dagegen scheint es sehr annehmbar, dass, falls die Niveauverhältnisse dieselben wie die jetzigen waren, das aralokaspische Becken das Schmelzwasser eines Theiles des nordeuropäischen Landeises sammeln musste, welcher Umstand in Verbindung mit der durch das Abschmelzen des Landeises hervorgebrachten Abkühlung völlig zureichend erscheint, um das höhere Wasserniveau zu erklären.

Der Niederschlag, der sich auf der eisbedeckten skandinavischen Halbinsel condensirte, hat also, nachdem er die uralisch-baltische Wasserscheide als Gletschereis passirt hatte und in den russischen Niederungen allmälig zur Schmelzung gelangte, zu der Bildung eines grossen Binnenmeeres von circa 1·1 Millionen Quadrat-Kilometer Ausdehnung, in den abflusslosen Gebieten zwischen Europa und Asien, wo jetzt hauptsächlich nur Steppen und Sandwüsten getroffen werden, Veranlassung gegeben.

V.

Dass eine so ausgedehnte Wasserfläche, wie die des Aralokaspischen Meeres, auf das Klima der umliegenden Gegenden einwirken musste, ist begreiflich. Wollen wir hier einige der nächstliegenden Wirkungen in den Kreis unserer Betrachtungen ziehen.

Es ist bekannt, dass die Gletscher des Kaukasus während der Diluvialzeit eine viel grössere Entwicklung zeigten als jetzt. Auf der Nordseite des Gebirges traten sie stellenweise aus dem Inneren der Gebirgsthäler auf das vorliegende Flachland heraus und Spuren davon sind mehrerenorts in circa 900 Meter Meereshöhe in den Flussthälern des Malka, Baksan, Ardon und Terek zu beobachten. Auf dem Südabhange sind weniger Spuren einer früheren Gletscherbedeckung wahrzunehmen und mit Sicherheit kann behauptet werden, dass die Gletscher hier nicht so tief hinabstiegen, wie auf der Nordseite.[2])

Es kann wohl kein Zweifel darüber herrschen, dass die frühere grössere Verbreitung der Gletscher im Kaukasus während der Diluvialzeit einfach eine Consequenz der grossen Ausdehnung des Kaspischen Meeres während derselben Zeit ist. Die Hauptbedingung, welche die Bildung von Gletschern begünstigt, ist eine grosse Niederschlagsmenge, und zwar in fester Form. Aber eine bedeutende Menge Niederschlag in einem Gebirgslande wird wieder von der Nähe einer grösseren Wasserfläche bedingt, von welcher die Abdunstung immer neue Niederschläge erzeugen kann. Die Bedingung, dass der Niederschlag in fester Form fallen soll, hängt wieder von einer niedrigen Temperatur der Wasser-

[1]) Radde, Vorläufiger Bericht über die Expedition nach Transkaspien und Nord-Chorassan im Jahre 1886. Petermann's Mittheilungen. 1887. Bd. 33, pag. 237.

[2]) Muschketow, Fisitjeskaja geologija (Physikalische Geologie). St. Petersburg 1888, Bd. II, pag. 554.

fläche ab. Nur wenn diese Temperatur genügend niedrig ist, können nämlich die mit Wasserdämpfen beladenen Luftmassen bei dem Aufsteigen an den Gebirgsabhängen so viel abgekühlt werden, dass der Niederschlag als Schnee fällt. Wir haben schon oben gesehen, dass gerade diese Bedingungen für eine bedeutende Entwicklung der Gletscher im Kaukasus während der betreffenden Periode vorhanden waren: das Aralokaspische Meer bot eine genügend grosse Verdunstungsarea dar, um zu einer grossen Niederschlagsmenge Veranlassung zu geben, und die Fläche des Meeres hatte, durch die in der Nähe vor sich gehende Schmelzung des Landeises abgekühlt, eine niedrige Temperatur, wodurch viel Niederschlag in fester Form fallen musste. Dass dabei vorzugsweise der nördliche Kaukasusabhang vergletschert wurde, ist ganz natürlich, da sich ja die Transgression des Kaspischen Meeres hauptsächlich gegen Norden erstreckte und der Meeresarm, welcher die Manytschniederung einnahm, beinahe den nördlichen Fuss des Kaukasus bespülte. Die Wasserdämpfe dieser ausgedehnten und zugleich abgekühlten Meeresfläche — während des Aufsteigens auf die nördlichen Abhänge der Gebirgskette noch mehr abgekühlt — gaben den kaukasischen Gletschern reichliche Nahrung.

Das Obige gewinnt noch mehr an Deutlichkeit, wenn wir einen Blick auf die jetzigen glacialen Verhältnisse des Kaukasus werfen. Dabei fallen uns besonders zwei bemerkenswerthe Umstände auf. Der eine ist die Thatsache, dass die Gletscher des westlichen Kaukasus viel mehr entwickelt sind und viel tiefer heruntersteigen als im östlichen Kaukasus. So sehen wir den Tetnuldgletscher im Quellenthal des Ingur (Svanetien im westlichen Kaukasus) bis zu einer Höhe von 1954 Meter heruntersteigen, während der Schach-Dagh-Gletscher in Daghestan — östlicher Kaukasus — nicht tiefer als bis 3163 Meter reicht. Ein ähnliches Verhältniss besteht in Bezug auf die Schneelinie; auch diese senkt sich von Osten gegen Westen. Die am weitesten gegen Westen gelegenen Gipfel des Kaukasuskammes, welche beständige Schneebedeckung zeigen, geben eine Höhe der Schneelinie von 2745 Meter an, während die Schneelinie auf dem Schach-Dagh 3722 Meter hoch liegt.[1]) Nach Stebnitzky kann die Schneelinie auf dem Südabhange des Kaukasus, von localen Abweichungen abgesehen, durch eine schräge Linie, deren Ostende 3500 Meter hoch liegt, während das Westende nur 2900 Meter Höhe hat, dargestellt werden.[2])

Der zweite, nicht weniger bemerkenswerthe Umstand bei der jetzigen Entwicklung der kaukasischen Gletscher ist dieser, dass die Gletscher auf der Südseite des Kaukasuskammes jetzt reichlicher vorkommen und tiefer heruntersteigen als auf der Nordseite, gerade der Gegensatz im Verhältnisse zur Diluvialzeit. Ebenso liegt die Schneelinie jetzt tiefer auf der südlichen Seite als auf der Nordseite, obwohl man bei einseitiger Berücksichtigung nur der Temperaturverhältnisse das Entgegengesetzte erwarten sollte. Stebnitzky bezeichnet die

[1]) Abich, Ueber die Lage der Schneegrenze und die Gletscher der Gegenwart im Kaukasus. Mél. phys. et chim. de l'Acad. imp. de St.-Petersbourg. 1878, Tome X, pag. 629.

[2]) Stebnitzky, Iswästija Kavkaskavo otdjäl. imp. russk. geografitjesk. Obschtschestva (Mittheilungen der kaukasischen Abtheilung der kais. russ. geographischen Gesellschaft). 1877—78, Tome V.

Schneelinie an der Nordseite des Kaukasus als eine schräge Linie, welche von 3900 Meter Meereshöhe im Osten bis zu 3300 Meter im Westen abfällt. Die Schneelinie liegt somit im Durchschnitt 400 Meter tiefer auf der Südseite als auf der Nordseite.

Fragen wir nach den Ursachen dieser auffallenden Vertheilung der glacialen Phänomene im Kaukasus, so sind dieselben leicht gefunden. Der westliche Theil des Südabhanges steht unter directem Einflusse des marinen Klimas des benachbarten Schwarzen Meeres, während der grössere Theil der Nordseite dem continentalen Klima der südrussischen und centralasiatischen Steppen ausgesetzt ist. Während die Niederschlagsmenge in dem Rionthale und im westlichen Kaukasus bis zu 1—2 Meter steigt, erreicht sie im Ost-Kaukasus an der Küste des Kaspimeeres nur 0·25 bis 0·50 Meter. Dazu kommt noch eine andere wichtige Thatsache, nämlich die hohe Temperatur der kaspischen Meeresfläche, welche bewirkt, dass die aufsteigenden Dämpfe nicht zu fester Form condensirt werden, sondern vielmehr als warme Regen fallen und so die Gletscherbildung in dem benachbarten Gebiete hindern, anstatt dieselbe zu befördern. Die im Centrum Daghestans gelegenen Hochplateaus Gunib — mittlere Höhe 1500 Meter — und Khunsakh — 1800 Meter Höhe — haben nicht einmal in den Wintermonaten eine zusammenhängende Schneedecke, was wohl genügend beweist, wie klein die Niederschlagsmenge ist, welche hier in fester Form fällt.

Diese Verhältnisse waren während der Diluvialzeit ganz andere und die Verschiedenheiten haben wieder ihren Grund in der grossen Ausbreitung des Aralokaspischen Meeres gehabt. Dadurch wurde der Nordabhang der Kaukasuskette den Einwirkungen eines maritimen Klimas ausgesetzt, ebenso wie jetzt der westliche Theil des Südabhanges dem Einflusse des benachbarten Schwarzen Meeres unterworfen ist. Nur war die Einwirkung des damaligen Aralokaspischen Meeres eine bedeutend stärkere, theils wegen der grösseren Area dieses Meeres, theils auch wegen der niedrigeren Temperatur ihrer Wasserfläche, welche die Dämpfe befähigte, sich mehr als Schnee zu condensiren.

Es geht aus Obigem deutlich hervor, dass, wenn man zugibt, dass die Ausbreitung des Aralokaspischen Meeres eine directe Consequenz der nordeuropäischen Eiszeit ist, ebenso auch die mächtige Entwicklung der Glacialphänomene im Kaukasus während der Diluvialzeit eine Wirkung des Vorrückens des nordeuropäischen Landeises sein muss. Man kann aber die Wirkungen dieses Ereignisses noch weiter verfolgen. Durch die Untersuchungen russischer und englischer Geologen ist es festgestellt, dass es auch in den centralasiatischen Bergketten eine Periode gegeben hat, während welcher die dortigen Gletscher viel stärker entwickelt waren als jetzt.

Im Westtheile des Thianschan-Systems — womit wir hier auch die mehr selbstständigen Bergketten Ala-Tau und Alai-Tag, sowie das Pamir-Plateau verstehen — findet man Gletscherspuren bis zu 2000 Meter, ausnahmsweise sogar bis zu 1500 Meter Meereshöhe. Das ganze Pamir-Plateau war vielleicht von einem zusammenhängenden Eisfelde bedeckt. Im Hindukuh und Karakorum waren ebenso die Gletscher stärker entwickelt und stiegen tiefer herunter als jetzt.[1])

[1]) Muschketow, Fisitjeskaja geologija (Physikalische Geologie). St. Petersburg 1888, Bd. II, pag. 554.

Noch heute existiren in diesen Gegenden Verhältnisse, welche die Bildung von Gletschern ausserordentlich begünstigen: Bergketten, welche die Feuchtigkeit der südlichen und westlichen Winde empfangen und welche eine genügende Höhe besitzen, um dieselbe in fester Form fallen zu lassen. Pamir ist im Winter schneebedeckt trotz des trockenen Klimas; die inneren Gebirgsthäler des Alai-Tag und Ala-Tau besitzen Gletscher vom selben Typus wie die Alpen und der Kaukasus, nur in viel grösserem Massstabe entwickelt. Diese steigen bis 2700 Meter Höhe herab.

Es ist deutlich, dass bei der Lage und Beschaffenheit dieser Bergketten nur ein grösserer Feuchtigkeitsgehalt der sie bestreichenden Luftströme nöthig war, um die Gletscherphänomene daselbst mächtig zu entwickeln. In Bezug auf einen grossen Theil des Thianschan-Systems, besonders dessen westliche Ausläufer, Ala-tau und Alai-tag, welche hauptsächlich von den westlichen Winden getroffen werden, war diese Bedingung während der Zeit der grössten Ausbreitung des Aralokaspischen Meeres erfüllt. Es kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass die damaligen Westwinde, welche über die weite Fläche des Aralokaspischen Meeres strichen, mit Feuchtigkeit mehr gesättigt waren als die jetzigen, welche die trockenen und heissen Sandflächen des Kara- und Kisil-Kum passiren. Es liegt also sehr nahe, die frühere grosse Ausdehnung der Glacialphänomene im westlichen Thianschan und Pamir auf die Transgression des Aralokaspischen Meeres gegen Osten hin zurückzuführen, ebenso wie wir oben die alte Vergletscherung der Nordseite des Kaukasus mit der Transgression desselben Meeres gegen Norden in Verbindung setzten.

Es ist dies genau derselbe Gedanke, wie er durch eine Autorität auf dem klimatologischen Gebiete — Wojeikow — ausgesprochen wird, welcher in Bezug auf die Schneemassen, welche die Gebirge an den Quellen des Amu-Darja bedecken, sagt: „Die Dämpfe für diesen Schnee werden wahrscheinlich von dem Mittelländischen, Schwarzen und Kaspischen Meere geliefert, und die grösste Ausdehnung der Gletscher fiel wohl zusammen mit der grössten Ausdehnung des Aralokaspischen Beckens und vielleicht mit dessen Vereinigung mit dem arktischen Ocean. Aber auch in jenen Zeiten waren die Ebenen und niedrigen Gebirge zu warm und trocken, um Gletscher zu besitzen. Möglich ist es hingegen, dass der Pamir vergletschert war — —. Bei der grossen Höhe desselben war nur mehr Feuchtigkeit und Schnee als jetzt dazu nöthig.“ [1])

Auf die frühere, grössere Entwicklung der Gletscher im östlichen Thianschan, in Kuen-Lün, sowie in Karakorum war wohl das Aralokaspische Meer ohne oder beinahe ohne jeden Einfluss. Man muss nämlich annehmen, dass die Dämpfe, womit die westlichen Luftströmungen

[1]) Wojeikow, Gletscher und Eiszeiten in ihrem Verhältnisse zum Klima. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Bd. 16, pag. 259—264. Da der Verfasser von einer ehemaligen Verbindung des Aralokaspischen Meeres mit dem arctischen Ocean spricht, mag hier vorübergehend bemerkt werden, dass man vom geologischen Standpunkt aus gar keinen Grund hat anzunehmen, dass eine solche Verbindung während der Quartärperiode bestanden hätte. Das Vorkommen einiger arctischer Formen (Fische und Crustaceen) in dem jetzigen Kaspischen Meere kann leicht auf andere Weise erklärt werden. Siehe hierüber die interessante Arbeit Andrussew's: „Die Geschichte des Kaspischen Meeres und seine Bewohner“ in Iswästija Imp. russk. geografitjesk. Obschtschestwa (Mittheilungen der kais. russischen geographischen Gesellschaft), 1888, Bd. XXIV.

beladen waren, schon auf dem Westabhange des Thianschan, des Pamir und Hinduh-Kuh zur Condensation gelangten. Die mögliche Einwirkung jetzt grösstentheils trocken gelegter Salzseebecken von grossartiger Ausdehnung auf die frühere Vergletscherung der oben genannten Bergketten des östlichen Thianschan soll aber nicht unerwähnt bleiben. Solche Salzseebecken bestanden bekanntlich früher sowohl zwischen Thianschan und Kuen-Lün (das Tarim-Becken) wie zwischen Kuen-Lün und Himalaya. Wahrscheinlich bestand hier eine grossartige Wechselwirkung zwischen den Gletschergebieten und den Salzseen, indem die Gletscher die Seebecken mit Wasser speisten, die Verdunstung von den Wasserflächen aber wieder zu neuen Schneefällen in den Gebirgen Veranlassung gab. Der letzte Grund zu der Vergletscherung dieser Gebiete muss jedoch in mehr Feuchtigkeit führenden Meereswinden gesucht werden. Die jetzige, enorm grosse Entwicklung der Gletscher des Karakorum schreibt Wojeikow den aus dem indischen Oceane kommenden feuchten Südwinden zu, welche den vorliegenden, weniger hohen westlichen Himalaya übersteigen.

Es mag hier übrigens noch die Aufmerksamkeit darauf gerichtet werden, dass es nicht ohne Weiteres anzunehmen ist, dass die grösste Ausbreitung der Gletscher bei allen centralasiatischen Gebirgssystemen gleichzeitig bestand. Es ist z. B. nicht sicher, dass die grösste Vereisung des östlichen Thianschan, deren Ursache wir nicht näher kennen, gleichzeitig mit der grössten Vergletscherung des westlichen Theiles derselben Bergkette, welche wir auf die Verdunstung des Aralokaspischen Meeres zurückführten, eintrat. Wir haben ja schon oben gesehen, dass die Südseite des Kaukasus jetzt mehr vergletschert ist als die Nordseite, dass aber während der Diluvialzeit das Verhältniss entgegengesetzt war. So kann es auch der Fall in Bezug auf die centralasiatischen Gebirgsketten gewesen sein, ebenso wie mit anderen Theilen der Erdoberfläche.[1])

Wir haben oben versucht, die Wirkungen des nordeuropäischen Landeises ausserhalb seiner Grenzen zu verfolgen. Dabei haben wir gesehen, dass dasselbe, nachdem es eine so grosse Ausbreitung erreicht und die uralisch-baltische Wasserscheide überschritten hatte, einen Theil seines Schmelzwassers dem kaspischen Becken abgeben musste. Die Menge dieses Schmelzwassers hat allmälig zugenommen je grösser die Eismassen wurden, welche die Wasserscheide überschritten und je weiter gegen Süden und Südosten sich die Vereisung verbreitete. Zu derselben Zeit wurde durch die in der Wolganiederung und in Südrussland vor sich gehende ungeheuere Eisschmelzung viel Wärme in Anspruch genommen und eine Senkung der mittleren Jahrestemperatur der benachbarten Gebiete hervorgerufen.

Diese beiden Factoren — das zufliessende Schmelzwasser des Landeises und die niedrigere Jahrestemperatur — haben zusammen ein Steigen

[1]) In Bezug auf diese Frage sagt auch Wojeikow l. c. pag. 267: „Selbst in den beschränkteren Gebieten, wo Continentaleis nachgewiesen ist, ist es sehr die Frage, ob dessen grösste Ausdehnung für verschiedene Gegenden derselben Hemisphäre in dieselbe Zeit fiel. Mir scheint eine gesunde Kritik der Thatsachen eher gegen eine solche Gleichzeitigkeit zu sprechen. Um die ausgedehntesten Gebiete mittlerer Breite zu nehmen, scheint es mir eher wahrscheinlich, dass das östliche Nordamerika einerseits und Nord- und Central-Europa andererseits nicht zugleich unter tiefem Eise vergraben waren.“

des kaspischen Meeresspiegels bewirkt, bis derselbe ein Niveau von etwa 100 Meter Meereshöhe einnahm. Als weitere Folgen dieses Anfüllens des Kaspibeckens müssen die Vergletscherungen an der Nordseite des Kaukasus, sowie die des Pamirplateau und der westlichen Thianschan-Ketten betrachtet werden.

Es mag hier auf einen nicht unwichtigen principiellen Unterschied zwischen der Anschauung Jamieson's und den oben entwickelten aufmerksam gemacht werden. Nachdem Jamieson sowohl die Ausbreitung des Landeises wie die Erhöhung des Wasserniveaus des Kaspischen Meeres als Folgen einer allgemeinen Klimaveränderung – einer Feuchtigkeits- oder Kälte-Periode — betrachtet, so folgt daraus, dass er diese Erscheinungen als gleichzeitige nimmt. Nach den oben entwickelten Ansichten können aber die betreffenden Vorgänge nicht als ganz gleichzeitig betrachtet werden. Das Füllen des kaspischen Beckens konnte nämlich erst stattfinden, nachdem das nordische Landeis schon so weit vorgerückt war, dass es die uralisch-baltische Wasserscheide überschritten hatte und das höchste Wasserniveau des Aralokaspischen Meeres fiel wahrscheinlich mit der beginnenden Abschmelzung und dem Rückzuge des Landeises zusammen, weil dann das Schmelzwasser seine grösste Menge erreichte. Da die Vergletscherungen des Kaukasus und West-Thianschan von der grossen Ausdehnung der aralokaspischen Wasserfläche abhängig waren, so fielen diese Vergletscherungen wieder in die Zeit, als die nordeuropäische Vergletscherung schon im Rückzug begriffen war.

Ueber die ersten Ursachen der Eiszeit gehen die Meinungen noch weit auseinander. Während einige Forscher geneigt sind, darin Veränderungen kosmischer Natur zu erblicken, welche sich über die ganze Erdoberfläche geltend gemacht haben, suchen Andere wieder die Vergletscherungen nur aus localen Klimaänderungen geographischer Natur zu erklären, welche auf die vergletscherten Gebiete und deren nächste Umgebungen beschränkt waren. Es ist deutlich, dass die Erklärungsversuche erstgenannter Art eine Gleichzeitigkeit aller Vergletscherungserscheinungen derselben Erdhalbkugel, die bis jetzt zwar allgemein angenommen wurde, aber nicht bewiesen ist, voraussetzen. Dagegen ist das bei den Theorien zweiter Art nicht der Fall, weil da bei getrennten Gebieten die Vergletscherungen unabhängig von einander und in verschiedenen Zeiten eingetreten sein können.

Es ist wieder deutlich, dass erst dann, wenn die Gleichzeitigkeit aller Vergletscherungen einer und derselben Halbkugel bewiesen ist, man von einer allgemeinen „Eiszeit" sprechen kann. Wenn dagegen die Vereisung verschiedener Gebiete nicht gleichzeitig war, muss man von localen Eiszeiten sprechen, z. B. der nordeuropäischen, der nordamerikanischen Vergletscherung, der Eiszeit der Alpen u. s. w.

Die Auffassung, dass alle Vergletscherungen gleichzeitige Erscheinungen waren, war die erste, welche sich geltend machte, als man in weit getrennten Gebieten die Spuren früherer Gletscherbedeckungen vorfand. So lange diese Anschauung die Ansichten der Geologen beherrschte, war es auch ganz berechtigt, die Ursachen einer solchen weit verbreiteten und allgemeinen Erscheinung in Vorgängen kosmischer Art zu suchen. Man traf die Spuren früherer Vergletscherungen in Gegenden, die einander so ferne liegen und so verschiedenen Breitegraden an-

gehören, wie die skandinavische Halbinsel, die Alpen, der Kaukasus und die centralasiatischen Gebirgsketten, und wurde dadurch verleitet, darin einen Beweis zu erblicken, dass ein allgemeines Sinken der mittleren Temperatur der nördlichen Halbkugel oder der ganzen Erdoberfläche eingetreten wäre, was eben nur kosmischen Ursachen zugeschrieben werden konnte.

Dadurch wurden die Theorien zur Erklärung der Eiszeit hervorgerufen, welche den Grund dieser Erscheinung in Vorgängen kosmischer Natur, als das Vorrücken der Tag- und Nachtgleichen (Adhemar) oder Aenderungen der Excentricität der Erdbahn (Croll) oder in einer durch Sonne- und Mond-Attraction verursachten periodischen Wasseransammlung am Nord- und Südpol (Schmick) suchen wollen.

Anders liegt die Sache jetzt, nachdem man über die meteorologischen und geographischen Bedingungen der Gletscherbildungen besser unterrichtet ist und zu der Kenntniss gelangte, dass man zur Erklärung der Vergletscherungen ausgedehnter Gebiete nicht nöthig hat, nach so ferne liegenden Ursachen zu greifen. Man muss dabei nur die Annahme von der Gleichzeitigkeit aller Vergletscherungen derselben Halbkugel, welche nur wenig begründet scheint, fallen lassen.

Das oben in Bezug auf die nordeuropäische Vergletscherung Angeführte gibt ein Beispiel, wie die Wirkungen klimatischer Veränderungen innerhalb einer begrenzten Gegend auch in weit entfernte Theile der Erdoberfläche verfolgt werden können. Welche die Ursachen der nordeuropäischen Eiszeit auch waren, ob man sie einer grösseren Verbreitung der kalten Meere, welche die Küsten der skandinavischen Halbinsel umgeben, oder einem veränderten Laufe des Golfstromes oder vielleicht diesen beiden vereinigten Ursachen zuschreiben soll, ist bis jetzt unbestimmt. Aber welches auch die Ursachen waren, sicher ist es, dass die Einwirkungen nicht auf das nördliche Europa beschränkt blieben, sondern sich weit darüber erstreckten.

Mit den vermehrten Kenntnissen von der Ausbreitung der glacialen Phänomene während verschiedener Zeiten, mit der Kenntniss der geographischen Verhältnisse früherer geologischer Perioden, besonders in Bezug auf Vertheilung von Wasser und Land, den Lauf der Meeresströmungen und die vorherrschenden Windrichtungen, wird man wahrscheinlich finden, dass es, um die früheren Vergletscherungen zu erklären, völlig genügt, die jetzt auf der Erdoberfläche wirksamen Factoren in Vergleich zu nehmen. Man wird dann nicht länger alle Vergletscherungen auf derselben Erdhalbkugel als gleichzeitige Erscheinungen und als Folgen einer und derselben Ursache betrachten; vielmehr wird man darin nur in Zeit und Ausbreitung localisirte Vorgänge sehen, welche durch Combination der gewöhnlichen klimatischen Factoren zu erklären sind.

Man wird dann auch den sogenannten kosmischen Ursachen eine bescheidenere Rolle zutheilen, zugebend, dass dieselben bei einigen Gelegenheiten zur Bildung einer Vergletscherung beigetragen haben, bei anderen einer solchen entgegenwirkten, dass sie aber in jedem Falle den bestimmenden geographischen und klimatologischen Factoren völlig untergeordnet waren.

Ueber Steinkohlenformation und Rothliegendes im Schwarzwald und deren Floren.

Von F. v. Sandberger.

Seit meiner ersten Mittheilung über diesen Gegenstand[1]) sind 25 Jahre verflossen, während welcher Zeit manche vorher unbekannte Formen entdeckt und publicirt worden sind. Wichtiger aber sind die zunächst von Weiss[2]) in deutschen, von Renault und Grand'Eury in französischen, vor Allem aber die von D. Stur in österreichischen, sowie in fast allen anderen europäischen Kohlenbecken durchgeführten gründlichen Studien der Lagerungsverhältnisse und der Aufeinanderfolge der Floren. Die Uebersicht derselben, welche Letzterer in seiner grossen Monographie[3]) gibt, darf zweifellos als allgemein giltiges Schema der unteren und mittleren Steinkohlenformation anerkannt werden und ist auch für die Bestimmung des relativen Alters der Schwarzwälder Ablagerungen von grossem Werthe. Ich sehe mich jetzt veranlasst, auf die letzteren zurückzukommen und meine gegenwärtige Ansicht von denselben mitzutheilen, obwohl sie von der früher ausgesprochenen der Hauptsache nach nur wenig verschieden ist.

I. Zweifelhafte Bildungen, die schwarzen Thonschiefer des südlichen Schwarzwaldes.

Bei Hofen und Fahrnbuck, zwischen Schopfheim und Kandern, findet sich eine isolirte Ablagerung von dunkelschwarzgrauen oder braunen, meist ziemlich dickschieferigen und durch zahllose Querklüfte derart durchsetzten Gesteinen, dass sie bei der Verwitterung nicht in plattenförmige, sondern eckige Bruchstücke zerfallen. Die ziemlich harten Schiefer sind stellenweise reich an Quarz, doch ist dieser auf

[1]) Verhandlungen des naturwissensch. Vereins zu Karlsruhe. I, 1864, pag. 30 ff., Taf. II—IV.

[2]) Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rothliegenden im Saar-Rhein-Gebiete. Desselben Begründung von fünf geognostischen Abtheilungen in den Steinkohlen führenden Schichten des Saar-Rheingebirges. Verhandl. d. naturw. Ver. d. preuss. Rheinprovinz und Westphalens. 1868, pag. 63 ff.

[3]) Die Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. VIII, 2, pag. 365.

Klüften nicht in krystallinischen Schnüren ausgeschieden, ich fand diese vielmehr 1858 bei Hofen am häufigsten mit Kalkspath, in dem Bruche am Schwammerich aber mit Eisenkies bedeckt. Trotz des so reichlichen, offenbar in Form pulverigen Anthracits vorhandenen Kohlenstoffs blieb doch stundenlanges Suchen nach Versteinerungen erfolglos. Das geologische Alter dieser Schiefer lässt sich daher einstweilen nicht bestimmen und man hat namentlich um so weniger ein Recht, sie der unteren Steinkohlenformation zuzuweisen, als ganz gleich aussehende schwarze Schiefer sowohl in der Phyllitgruppe, als in allen paläozoischen Schichten vorkommen. Auch die Lagerung, welche im Allgemeinen ein Einfallen von 40—80° gegen den im Liegenden auftretenden Granit bemerken lässt, macht nur sehr wahrscheinlich, dass letzterer jünger sei. Leider sind keine Handstücke dieser Schiefer mehr in meinem Besitze, ich würde sonst vor Allem untersucht haben, ob dieselben nicht in Berührung mit dem Granit zu andalusithaltigen, dem Hornfels ähnlichen Massen umgewandelt sind. Die Bedeckung der Schiefer besteht in Rothliegendem, welches in dem langen Zuge von Kandern über Schlechtenhaus, Fahrnbuck, Schillingshof, Wiesleth, Enkenstein, Raitbach und Sattelhof bis oberhalb Hasel in typischer Beschaffenheit auftritt. Zuweilen ist die Grenze zwischen ihm und dem schwarzen Schiefer deutlich entblösst, aber kein weiteres Gestein unter dem Rothliegenden sichtbar.[1])

II. Gesteine der unteren Steinkohlenformation (Culm-Gruppe) im südlichen Schwarzwald.

Ein anderer und beträchtlich grösserer Zug von schwarzen Schiefern tritt in der Gegend von Schönau auf und ist seinerzeit von Merian[2]) und Fromherz[3]) beschrieben worden. An mehreren Orten, z. B. zwischen Präg und Bernau, sind die schwarzen Schiefer jenen von Hofen und Fahrnbuck ungemein ähnlich und zerfallen auch wie diese in eckige Bruchstücke. Daneben kommen aber nach Merian zwar grünliche Schiefer, Einlagerungen von gneissartigen Gesteinen, Hornblendegesteinen und dichtem Feldspath, aber auch Conglomerate vor, welche bei Hofen und Fahrnbuck nicht getroffen werden. Versteinerungen fehlen auch in diesem Gebiete bis jetzt gänzlich, obwohl es an kohligen Substanzen nicht mangelt. Fromherz führt in den Schiefern Gänge von Granit und von Quarzporphyr am Spiesshorn und Herzogenhorn bei Bernau an. Leider habe ich während meines Aufenthaltes in Karlsruhe keine Zeit gefunden, diese merkwürdige Gegend selbst zu untersuchen, da ich durch andere Aufgaben vollauf in Anspruch genommen war. Dass wenigstens ein Theil dieser Bildungen,

[1]) Diese Thatsache hat mich 1858 bestimmt, in einem Gutachten für eine grosse Actiengesellschaft von Bohrungen auf Steinkohle am Südrande des Schwarzwaldes abzurathen, welches später wieder in den „Documenten zur Gründung einer schweizerischen Steinkohlen-Bohrgesellschaft durch die Aargauische Bank", Aarau 1874, pag. 11 erwähnt worden ist. Obwohl meine Bedenken auch von P. Merian getheilt wurden, wurden doch Bohrungen ausgeführt, aber die Steinkohle blieb aus.

[2]) Beiträge zur Geognosie. II. Geogn. Uebersicht des südlichen Schwarzwaldes. Basel 1831, pag. 113 ff.

[3]) Jahrb. f. Min. 1847, pag. 813 ff.

welche zwischen zwei unzweifelhaften Culmablagerungen, jenen von Lenzkirch und Badenweiler, in der Mitte liegen, zum Culm zu zählen ist, wie namentlich die Conglomerate, werden die sogleich folgenden Bemerkungen über die Culmschichten bei Lenzkirch darthun.

Diese östlichste Partie des ehemals sogenannten Südschwarzwälder Uebergangsgebirges habe ich zweimal, aber bei sehr ungünstigem Wetter angesehen. Sie besteht hauptsächlich aus locker oder fest verkitteten Breccien, Conglomeraten und Sandsteinen, wovon erstere bei Oberlenzkirch, sowie zwischen Kappel und Oberlenzkirch, letztere dagegen bei Unterlenzkirch das vorherrschende Gestein ausmachen. Die Conglomerate mit wohlgerundeten Geröllen bilden stets die jüngste Ablagerung. Nach oben treten Schieferthone mit Pflanzenresten auf, die auch in den Sandsteinen und Conglomeraten nicht fehlen. Sie sind am besten in der fürstlichen Sammlung zu Donaueschingen vertreten. Schon Merian[1]) vergleicht die lockeren Conglomerate in seiner trefflichen Schilderung mit Recht mit jenen, welche bei Badenweiler, namentlich gegen Schweighof hin, entwickelt sind, die fest verkitteten aber mit solchen von Präg. Sehr bemerkenswerth ist das Auftreten zahlreicher Geschiebe von schwarzem, glänzendem Schiefer, den ich von den oben besprochenen nicht zu unterscheiden im Stande bin, neben häufigen eckigen Brocken von rothem und braunem Feldsteinporphyr[2]) und in anderen Bänken von zerbrochenen Orthoklaskrystallen mit eingeschlossenen Glimmerblättchen, die auch im Bindemittel nicht selten sind und wohl von zertrümmertem Granit abstammen. Der schwarze Schiefer ist also zweifellos älter als das Conglomerat und die Breccien, desgleichen der rothe und braune Feldsteinporphyr. In neuerer Zeit sind bei Lenzkirch, wie oben erwähnt, auch Versteinerungen aufgefunden worden, und zwar Arten, welche auch bei Badenweiler vorkommen, namentlich *Adiantites tenuifolius*, *Archaeocalamites radiatus* und *Lepidodendron Veltheimianum*. Man darf also diese Ablagerung für gleichalterig mit der bei letzterem Orte auftretenden und demnächst zu besprechenden halten, welche zweifellos der unteren Abtheilung des sogenannten Culms angehört. Da nun die Breccien und Conglomerate auch schon bei Präg und Bernau ganz ebenso wie bei Lenzkirch vorkommen, so liegt die Vermuthung nahe, dass wenigstens die oberen Schichten dieser Ablagerungen ebenfalls dem Culm angehören. Die zuerst von Fromherz[3]) ausgesprochene und auch von mir[4]) vertretene Ansicht, dass die jetzt durch mancherlei Verwerfungen von einander getrennten Culmlager der Gegend von Badenweiler, Schönau und Lenzkirch eine zusammenhängende Ablagerung in der ältesten tiefen, von Osten nach Westen verlaufenden Thalmulde des Schwarzwaldes gebildet haben, welche auch jenseits des Rheins tief in die damals noch mit ihm zusammenhängenden Vogesen hinein fortsetzte, erscheint also nach wie vor durch die Thatsachen völlig gerechtfertigt.

---

[1]) A. a. O. pag. 124.

[2]) Diese Gesteine, worunter sich auch ein von Herrn Professor Platz entdecktes, mit sehr schöner Fluidalstructur befindet, verdienen eine monographische Bearbeitung.

[3]) Jahrb. f. Min. 1847, pag. 813.

[4]) Jahrb. f. Min. 1859, pag. 131. Verhdl. d. schweiz. Naturf. Gesellsch. zu Basel. 1876, pag. 122.

In der Badenweilerer Gegend tritt Conglomerat und schwarzer, kohlenstoffreicher Schiefer zwischen Oberweiler und Schweighof auf beiden Seiten des Klemmbachs in grösserer Ausdehnung und ziemlich hoch am Gebirge heraufreichend auf. Gneiss und Granit, welche sie zunächst begrenzen, und lichter Quarzporphyrit, welcher im Vogelbachthale einen grösseren, von dem Conglomerate umhüllten Stock bildet, seltener auch Diorit[1]) treten in demselben oft in sehr grossen, bald mehr, bald weniger abgerundeten Blöcken auf, aber auch Porphyr ist nicht ungewöhnlich. Ein neuer Aufschluss hat gezeigt, dass das früher meist nur in stark verwittertem Zustande bekannte Gestein, welches südlich von Oberweiler an der Grenze des Conglomerates beginnend, zwischen Granit und Buntsandstein bis über den sogenannten Alten Mann hinaus fortsetzt, im frischeren Zustande mit jenem der Gerölle identisch ist, diese Gerölle also ganz aus der Nähe herrühren. Dieser mit den von Ad. Schmidt[2]) als „Krystallporphyr" beschriebenen Gesteinen des benachbarten Münsterthales übereinstimmende Porphyr ist also jetzt nicht mehr als jüngerer, sondern als älterer zu bezeichnen und daher von jenen des Blauens zu trennen, welche zu denen des Rothliegenden zu gehören scheinen.

Die schwarzen, kohlenstoffreichen Schiefer haben begreiflicher Weise an mehreren Orten Veranlassung zu Versuchsbauten auf Steinkohle gegeben, so z. B. hoch am Gebirge an der Schwärze zwischen Badenweiler und Muggard und bei Oberweiler, jedoch wurde stets nur Material gefördert, welches sich wegen hohen (über 80%) Aschengehaltes als unbrauchbar erwies. Auch der zufällig (1853) beim Betriebe eines Stollens behufs Entwässerung einer mit Bergsturz drohenden Schuttmasse zu Neuenweg (westlich Schönau, am Südabhang des Belchens) auf 98 bad. Fuss[3]) durchfahrene schwarze Schiefer, an welchen sich Anfangs grosse Hoffnungen knüpften, war von gleich schlechter Beschaffenheit und wurde daher bald aufgegeben. Da auch in dem gegenüberliegenden Culmgebiete des Elsass keine günstigeren Ergebnisse erhalten wurden, so darf der untere Culm im oberrheinischen Gebirge wohl um so mehr als unproductiv betrachtet werden, als sich derselbe bisher überall ebenso verhalten hat. Erst der obere führt Kohlenflötze.

Was die fossile Flora betrifft, so ist sie auf der Schwarzwälder Seite nicht so reich an Arten, als im Elsass, woher Schimper in dem mit Köchlin-Schlumberger zusammen herausgegebenen Prachtwerke[4]) eine grosse Zahl beschrieben hat, wenn auch die vorkommenden, namentlich *Archaeocalamites radiatus*, durch sehr zahlreiche Individuen vertreten werden. Im Ganzen sind mir folgende Formen bekannt geworden[5]):

Archaeocalamites radiatus Brongn. sp.[6]) L. B.
Sphenophyllum tenerrimum Ettingsh. ms. B.

[1]) Nähere Beschreibung und Analyse dieser Gesteine s. in A. Wollemann, Zur Kenntniss der Erzlagerstätte von Badenweiler. Inaug.-Diss. Würzburg 1887, pag. 8 ff.
[2]) Geologie des Münsterthales. II, pag. 27 ff.
[3]) 1 badischer Fuss = 0·30 Meter.
[4]) Terrain de transition des Vosges. Strasbourg 1862.
[5]) L. = Lenzkirch, B. = Gegend von Badenweiler und Sulzburg.
[6]) Die vollständigste Beschreibung dieser merkwürdigen Pflanze gab Stur (Die Culm-Flora d. mähr.-schles. Dachschiefer. Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. VIII, 1, pag. 2 ff., Taf. I, Fig. 3—8, II, III, IV, V, Fig. 1, 2).

Cardiopteris Hochstetteri Ettingsh. sp. B.
„ *frondosa Goepp. sp.* B.
Archaeopteris dissecta Goepp. sp. B.
Adiantites tenuifolius Goepp. sp. L. B.
Lepidodendron Veltheimianum Sternb. sp. L. B.
Ulodendron sp. B.
Cordaites aff. tenuistriatus Goepp. sp. L.

Nur drei von diesen Arten erscheinen in dem demnächst zu schildernden höheren Niveau bei Berghaupten wieder.

III. Gesteine der oberen Culmgruppe in der Gegend von Offenburg.

In dieser Abtheilung des Kohlengebirges wird seit 145 Jahren der einzige lohnende Bergbau auf Steinkohle im Schwarzwald, und zwar bei Diersburg, Hagenbach und Berghaupten, unweit Offenburg, betrieben. Die Ablagerung steht in keinerlei Verbindung mit dem 71 Kilometer in südlicher Richtung entfernten Zuge des unteren Culms. Leider sind die Lagerungsverhältnisse, über die man sich noch am besten durch die Darstellung von Platz (Beiträge zur Statistik d. inneren Verw. d. Grossh. Baden, Heft XXV; Geolog. Beschr. der Gegend von Lahr und Offenburg, pag. 17 ff.) orientiren kann, sehr verworren. So viel ist aber gewiss, dass alle die in einer schmalen, von Gneiss und zum Theile auch von Granit begrenzten Mulde in einander gequetschten Conglomerate, Sandsteine, Schieferthone und Kohlenflötze zu einer und derselben Bildung gehören. Das ist auch der Eindruck, den ich bei zweimaligem Besuche dieser Gegend erhalten habe. Die seinerzeit von R. Ludwig[1]) aufgestellte Behauptung, dass diese Ablagerung in das Reichenbachthal fortsetze, ist von Platz mit Recht als unbegründet zurückgewiesen worden, die angeblich von letzterem Orte stammenden fossilen Pflanzen waren vielmehr bei Hinterohlsbach in einer weit jüngeren Ablagerung gesammelt und haben mit dem oberen Culm nichts zu thun. Leider sind die Pflanzen oft schlecht erhalten und haben sich daher bei den Bestimmungen manche Irrthümer eingeschlichen, welche ich so weit als möglich an der Hand von gutem Vergleichsmateriale zu berichtigen bemüht war. Die folgende Liste gibt das Resultat dieser Arbeit.

Archaeocalamites radiatus Brongn. sp.
Aeste = *Asterophyllites elegans Goepp.* Blätter irrig als *Sphenophyllum oblongifolium* und *Sclerophyllina crassifolia* bezeichnet.[2])
Calamites Voltzii Brongn.[3])
„ *cannaeformis Schloth.*
„ *approximatiformis Stur.*
(Ob hierzu *Calamostachys aff. longifolia Weiss?*)
Asterophyllites longifolius Sternb. sp.

[1]) Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1857, pag. 334 ff.
[2]) Jahrbuch für Mineral. 1866, pag. 212.
[3]) Nach Stur sehr ähnlich, aber verschieden von seinem *C. ostraviensis.*

Sphenophyllum tenerrimum Ettingsh. [1])
Diplotmema dissectum Brongn. sp.
Calymmotheca tridactylites Brongn. sp.
„ ? *Hoeninghausii Brongn. sp.* [2])
Senftenbergia aspera Brongn. sp.
Saccopteris coralloides Gutb. sp.
„ *erosa Gutb. sp.*
? *Alethopteris lamuriana Heer.*
Cyclopteris flabellata Brongn. [3])
Lepidodendron Veltheimianum Sternb. sp.
Sigillaria Voltzii Brongn. [4])
„ *densifolia Brongn.* [5])
Stigmaria inaequalis Goepp.

Um zu einer richtigen Vorstellung von dem geologischen Alter der Diersburg-Berghauptener Ablagerung zu gelangen, erscheint es zunächst nöthig, das Vorkommen der aus ihr bekannt gewordenen Arten in anderen Becken kennen zu lernen, wie es sich in der folgenden Uebersicht darstellt.

	Unterer Culm	Ostrauer Schichten	Waldenburger Schichten	Houiller infér. de la Loire. [6])	Jüngere Schichten in anderen Becken
Archaeocalamites radiatus	*	*	*	*	—
Calamites Voltzii	—	—	—	—	—
„ *approximatiformis*	—	*	—	—	—
„ *cannaeformis*	—	—	—	—	*
Asterophyllites longifolius	—	—	—	—	*
Sphenophyllum tenerrimum	*	*	*	—	—
Diplotmema dissectum	—	—	—	*	—
Calymmotheca tridactylites	—	*	*	*	*
„ *Hoeninghausii*	—	—	—	—	*
Senftenbergia aspera	—	*	—	*	—
Saccopteris coralloides	—	—	—	—	*
„ *erosa*	—	—	—	—	*
? *Alethopteris lamuriana*	—	—	—	—	*
Cyclopteris flabellata	*	—	—	—	—
Lepidodendron Veltheimianum	*	*	*	*	—
Sigillaria Voltzii	—	—	—	—	—
„ *densifolia*	—	—	—	—	—
Stigmaria inaequalis	*	*	—	*	—
	5	7	4	6	7

[1]) Von mir früher für *S. microphyllum Sternb.* gehalten.
[2]) Wäre auch noch einmal genau mit *C. Stangeri* und *Falkenhayni Stur* aus den Ostrauer Schichten zu vergleichen.
[3]) Basalfieder, welche in der Regel zu *Diplotmema dissectum* gezogen wird, jedenfalls zu Vergleichungen nicht verwendbar.
[4]) Gehört zu der Gruppe der *S. oculata.*
[5]) Gehört mit *S. minima Brongn.* von Montrelais (Loire infér.) und *Eugenii Stur* von Ostrau zu der Gruppe der *S. elegans. S. tesselata,* welche irrthümlich auch von Berghaupten angegeben wird, findet sich dort nicht.
[6]) St. Georges Chatelaison und Montrelais, Dép. Maine et Loire und Loire infér. Vergl. über diese früher für devonisch gehaltene Ablagerung Explicat. de la carte géol. de France. I, pag. 221 suivv.

Es sind hiernach dem Diersburg-Berghauptener Becken eigenthümlich drei Arten, *Calamites Voltzii, Sigillaria Voltzii* und *densifolia,* welche bei Vergleichungen nicht in Betracht kommen. Von 15 anderen sind 5 schon im unteren Culm bekannt. Diese waren die ersten, welche ich in badischen Sammlungen kennen lernte, in denen sich damals erst wenige andere vorfanden. Sie veranlassten mich, die Berghauptener Ablagerung für gleich alt mit der von Badenweiler zu erklären.[1]) Ein Jahr später führte aber Geinitz[2]) aus den Dresdener und Freiberger Sammlungen von Berghaupten auch Formen auf, welche man sonst in jüngeren Ablagerungen antrifft. Diese neben anderen neu aufgefundenen bestimmten mich, meine erste Ansicht über das geologische Alter der fraglichen Bildung zu modificiren.[3]) Gegenwärtig besteht kein Zweifel mehr darüber, dass es sich um oberen Culm handelt, welcher gerade ebenso wie bei Berghaupten auch an der unteren Loire, bei Hainichen-Ebersdorf in Sachsen, Ostrau in Mähren und Waldenburg in Schlesien bauwürdige Kohlenflötze führt, die aber meist viel mächtiger sind. Dieselbe Mischung von älteren Formen des unteren Culms mit diesen Ablagerungen eigenthümlichen, wie *Senftenbergia aspera, Diplotmema dissectum* und gewissen Arten der in diesem Niveau zum erstenmale auftretenden Gattung *Sigillaria*, sowie solchen aus jüngeren Zonen wie zu Berghaupten findet sich in den Floren aller dieser Becken wieder. Am ähnlichsten ist jedenfalls der Berghauptener die allerdings weit reichere der Ostrauer Schichten.

Bezüglich der chemischen Zusammensetzung der Kohlen und deren Ausbeutungsstatistik genügt es, auf die angegebenen Werke zu verweisen. In den letzten Jahren betrug die Jahresproduction etwas über 6000 Tonnen, also 120.000 Centner Steinkohle.

Die in grösseren Kohlenbecken zunächst folgende tiefste Abtheilung der oberen Steinkohlenformation, welche Stur als „Schatzlarer Schichten" ausgeschieden hat, fehlt im Schwarzwald, wenigstens habe ich nirgends die für dieselbe bezeichnende Flora auffinden können. Ebenso scheint die flötzreiche mittlere Abtheilung der oberen Steinkohlenformation [Saarbrücker Schichten, Weiss[4])] ganz zu fehlen, da keine der Schwarzwälder Ablagerungen solche Formen enthält, welche nur in diesen, nicht aber auch in den nächst höheren „Ottweiler Schichten", bei Halle oder im französischen Houiller supérieur gefunden werden.

IV. Die Gesteine der oberen Abtheilung der oberen Steinkohlenformation.[5])

Hierher scheinen zu gehören: 1. Die Ablagerung bei Hohengeroldseck unweit Lahr, 2. jene von Hinterohlsbach bei Gengenbach,

[1]) Jahrbuch für Mineral. 1856, pag. 334.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1857, pag. 350. Der Vorwurf, Arten aus der weit jüngeren Steinkohlenbildung von Hinterohlsbach bei Gengenbach (nicht Gegenbach) mit denen der Berghauptener zusammen als gleich alt aufgeführt und dadurch Irrthum veranlasst zu haben, trifft, wie oben schon ersichtlich, nicht Geinitz, sondern Ludwig.

[3]) Verh. d. naturw. Vereins zu Karlsruhe. I, pag. 30.

[4]) Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation und des Rothliegenden im Saar-Rheingebiete, pag. 6 f.

[5]) Zu Vergleichungen wurden in erster Linie die Ablagerungen des zunächst gelegenen grösseren Steinkohlenbeckens von Saarbrücken herangezogen, welches durch die Untersuchungen von v. Gümbel und Weiss zu den am genauesten bekannten geworden ist. Die Weiss'sche Nomenclatur wurde darum angenommen, weil sie sich auch anderwärts schon seit längerer Zeit eingebürgert hat.

3. diejenigen des Beckens von Baden-Baden und 4. jene des Beckens von Oppenau.

I. Hohengeroldseck.

Die sehr kleine, höchstens 150 bad. Fuss mächtige Ablagerung von Hohengeroldseck [1]) tritt etwas über 8 Kilometer von Berghaupten entfernt zwischen den steilen Porphyrkegeln des Geroldsecker Schlossbergs und des Rebio auf. Als ich sie 1859 besuchte, war sie noch durch einen kleinen Stollen von 20 bad. Fuss Länge am obersten Hofe des Emmersbachthales aufgeschlossen, der wohl jetzt kaum mehr zugänglich sein wird. Hier sah man direct auf dem Gneisse eine grobe, aus Trümmern dieses Gesteins bestehende Arkose, welche von mehreren Bänkchen eines braunen schieferigen, fast nur aus Glimmerblättchen bestehenden Gesteins überlagert wurde, in welchem fossile Pflanzen, meist in der Ebene der Schieferung gelagert, zum Theil aber auch, wie die Calamiten, aufrecht durch einige Bänkchen hindurchragend in Menge enthalten waren. Die häufigste Form ist *Scolecopteris pteridoides*, auch Calamiten sind gemein, die übrigen Arten aber Seltenheiten. Oberhalb des Stollens treten nochmals Arkosen mit Schiefern wechselnd, etwa 120 bad. Fuss mächtig, auf, die Arkose enthält etwa 40 bad. Fuss über dem Stollen Nester einer Russkohle, welche sich als echte Calamitenkohle herausgestellt hat. Bei den Schönberghöfen stehen Arkose und Schiefer wieder an, bestimmbare Pflanzen von dort sind aber nicht bekannt geworden. Im Ganzen habe ich beobachtet:

	Saarbrücker Schichten	Ottweiler Schichten	Homiller supérieur	Stockheim, S.-h. (Oberfranken)	Cuseler Schichten	Lebacher Schichten	
Scolecopteris pteridoides Brongn. sp.	*	*	—	*	—	—	
Diplazites unitus Brongn. sp. . . .	*	*	—	—	*	*	Ilefeld am Harz, Lebacher Horizont bei Weissig in Sachsen.
Neuropteris rotundifolia Brongn. .	—	—	*	—	—	—	Le Plessis bei Bayeux.
Diplotmema irregulare Sternb. sp. .	*	*	—	—	—	—	Radnitz in Böhmen.
Rhacophyllum lactuca Presl sp. . .	*	*	—	*	—	*	
„ *anomalum Presl sp.*	*	—	—	—	—	—	Zwickau, Zone II (Untere Flötze).
Sphenophyllum emarginatum Brongn.	*	*	—	—	—	—	
Annularia longifolia Brongn. . . .	*	*	*	*	—	*	
Asterophyllites rigidus Sternb. . .	*	—	—	*	—	*	
„ *longifolius Sternb.* .	*	—	—	—	—	—	Zwickau, Zone II (Untere Flötze).
Calamites Cistii Brongn.	*	—	*	*	—	*	
„ *Suckowii Brongn.*	*	*	*	—	*	*	
Cordaites borassifolius Sternb. sp. .	*	—	*	—	—	—	
Palaeospatha crassinervia Sandb.[2])	—	—	—	—	—	—	
Araucarioxylon sp.[3])	—	—	—	—	—	—	
	12	7	5	5	2	6	

[1]) Vergl. Sandberger, a. a. O. pag. 33 f. Platz, Geol. Beschr. d. Gegend von Lahr und Offenburg, pag. 28 f.

[2]) A. a. O. pag. 35, Taf. III.

[3]) Ist nur der Gattung nach genau bestimmbar und bleibt daher für Vergleichungen ausser Betracht.

Eck[1]) bemerkt noch, dass sich im Stuttgarter Polytechnicum auch *Pterophyllum blechnoides Sandb.* mit der Fundortsangabe „Hohengeroldseck" befinde, die mir in hohem Grade zweifelhaft erscheint, ich sehe daher von derselben ab.

Es unterliegt nach der Tabelle keinem Zweifel, dass die Schichten von Hohengeroldseck einem hohen Niveau der oberen Steinkohlenformation angehören, da von 13 auch anderwärts gefundenen Arten 6 bis in die Lebacher Schichten (mittleres Rothliegendes) heraufsetzen und keine einzige ausschliesslich aus den Saarbrücker Schichten bekannt ist. Ich möchte die Ablagerung daher den Ottweiler Schichten im Alter gleichstellen, obwohl keine der leitenden *Odontopteris*-Arten in ihr gefunden worden ist und glaube damit keinen Fehlgriff zu thun.

Ausser der merkwürdigen *Palaeospatha*, welche von Schimper wohl richtig interpretirt worden ist, ist auch *Neuropteris rotundifolia* eine anderen Vorkommen der Steinkohlenformation im Schwarzwald fremde Erscheinung.

2. Hinterohlsbach.

Das kleine Becken von Hinterohlsbach[2]) bei Gengenbach befindet sich $7^1/_2$ Kilometer nördlich von Berghaupten entfernt im obersten Theile des bei Gengenbach in die Kinzig mündenden Ohlsbachthales auf der Westseite des Krähenecksstockes. Es gehört wie jenes von Geroldseck ganz dem Gebiete des Gneisses an und ist dementsprechend nur von Arkosen und Schieferthonen angefüllt, welche aus der Zertrümmerung dieses Gesteins hervorgegangen sind. Die Gesammtmächtigkeit seiner Schichtenfolge darf auf 120 bad. Fuss veranschlagt werden. Ein 10 Lachter langer Stollen, welchen Breitsch und Huber im Jahre 1849 im Tiefengraben hereingetrieben hatten, war schon 1861, als ich diese Ablagerung untersuchte, nicht mehr fahrbar, doch lagen noch Bruchstücke der geförderten Gesteine auf der Halde, weiche, dunkle Schieferthone, ziemlich reich an fossilen Pflanzen, ferner sandigere und härtere, welche in feinkörnige, gelbliche Arkose übergehen, endlich grobkörnigere, violete Arkose mit vielen Gneiss- und Quarzgeröllen, aber ohne Versteinerungen, welche die vorhergenannten Gesteine bedeckt. Einstweilen liegt noch keine Veranlassung vor, letztere schon zum mittleren Rothliegenden zu ziehen, wie dies von Eck[3]) geschieht.

Die fossile Flora, welche ich seinerzeit aus den Schieferthonen des Haldensturzes erhielt, besteht aus folgenden Arten:

---

[1]) Geogn. Karte der Umgegend von Lahr. Erläuter. pag. 69.

[2]) Sandberger, Geolog. Beschr. d. Umgebungen der Renchbäder. Beitr. z. Statistik d. inneren Verwaltung des Grossh. Baden. Heft XVI, pag. 19 f. Verh. d. naturw. Ver. zu Karlsruhe. I, pag. 33.

[3]) A. a. O. pag. 64 f.

	Saarbrücker Schichten	Ottweiler Schichten	Stockheim. Sch. (Oberfranken)	Cuseler Schichten	Lebacher Schichten	
Odontopteris Reichiana Gutb. . . .	—	*	—	—	—	Manebach, Wettin (Ottw. Sch.)
Hawlea Miltoni Artis sp.	*	*	*	*	*	
Diplacites unitus Brongn. sp. . . .	*	*	—	*	—	Ilefeld a. Harz (Ottw. Schichten.)
Scolecopteris aquilina Brongn. sp. . .	*	*	—	—	*	
„ *pteridoides Brongn. sp.* .	*	*	*	—	—	
Calamites Cistii Brongn.	*	—	*	—	*	
Annularia sphenophylloides Zenk. sp.	*	*	—	—	—	
Cordaites borassifolius Sternb. sp. . .	*	—	—	—	—	Grillenberg a. Harz (Ottw. Sch.), Houiller supér.
Trigonocarpum Parkinsoni Brongn. .	*	—	*	—	—	
	8	6	4	2	3	

Von 9 Arten finden sich 8 in den Saarbrücker, aber fast sämmtlich zugleich auch in den Ottweiler Schichten oder deren anerkannten Aequivalenten oder in noch jüngeren Ablagerungen, z. B. jener von Stockheim. *Odontopteris Reichiana* ist eine in den Saarbrücker Schichten fehlende, aber für die Ottweiler bezeichnende Form, welche mich bestimmt, die vorliegende Ablagerung zu den letzteren zu stellen. Das Vorkommen von *Annularia sphenophylloides*, welche im Saarbecken am häufigsten in der unteren, seltener aber auch in der oberen Abtheilung derselben auftritt, weist eher auf die mittlere als obere dieser Schichten hin.

3. Die Steinkohlenformation bei Baden-Baden.[1])

Dieselbe ist hier, 40 Kilometer nördlich von Berghaupten entfernt, in einem elliptischen Becken abgelagert, dessen längere (11·5 Kilometer lange) Axe von Südwesten nach Nordosten streicht und dessen Ränder mit Ausnahme des nördlichen, aus metamorphosirten Schiefern der Uebergangsformation bestehenden, sämmtlich von Granit gebildet werden. In der Mitte ist der grosse Badener Pinitporphyrstock emporgestiegen, welcher die Kohlenformation zerrissen und zwischen sich eingeschlossen (Gallenbach) oder verworfen und abgeschnitten hat (Umwegen, Varnhalt). Die Gesteine sind aus Granitgrus zusammengesetzte Conglomerate und Arkosen, welche Hausmann seinerzeit treffend als „regenerirten Granit" bezeichnet hat. Von fremden Felsarten habe ich in ihnen, und zwar nur in den tiefsten Bänken, lediglich Gerölle von Porphyr mit grossen Krystallen von Orthoklas und blauem Pinit, ähnlich den in geringer Entfernung östlich und südlich vorkommenden, sowie von Kieselschiefer beobachtet. Am Nordrande finden sich aber natürlich auch viele von Uebergangsschiefern. Mit diesen Gesteinen wechseln häufig schwarze Schieferthone. Erstere enthalten am Eiskeller

[1]) Eingehend von mir dargestellt in der geologischen Beschreibung der Gegend von Baden. Beiträge zur Statistik der inneren Verwaltung des Grossherzogthums Baden. XI. Heft, pag. 35—46.

des Conversationshauses, sowie bei Malschbach, Varnhalt und Umwegen fossile Pflanzen und an letzterem Orte auch kleine, bis 9 Zoll starke Kohlenflötzchen, auf welche bis zum Jahre 1821 Bergbau, jedoch mit geringem Erfolge betrieben worden ist. Von den zahlreichen Bohrlöchern ist das 1835 bei Varnhalt niedergebrachte das wichtigste, weil es die grösste Mächtigkeit der Ablagerung mit 490 bad. Fuss durchbrochen hat.

In den Schieferthonen kamen am Conversationshause nur *Sigillaria lepidodendrifolia* und *Annularia sphenophylloides* vor, *Odontopteris britannica* ist nur bei Malschbach gefunden worden, *Scolecopteris arborescens* und *Sigillaria Brongniarti* sind dagegen am häufigsten bei Umwegen. Die obersten Arkosen, oft durch Quarzsubstanz verkittet, enthalten nur Stämme eines Araucarioxylon. Im Ganzen wurden beobachtet:

	Saarbrücker Schichten	Ottweiler Schichten	Stockheim. Sch. (Oberfranken)	Cuseler Schichten	Lebacher Schichten	
Scolecopteris arborescens Schloth. sp.	*	*	*	*	*	
„ *Miltoni Artis sp.*	*	*	*	*	*	
Odontopteris britannica v. Gutb.[1]	—	*	—	—	—	
Diplotmema irregulare Sternb. sp.	*	*	—	—	—	Radnitz (Böhmen).
Rhacophyllum lactuca Presl sp.	*	*	*	—	*	
Calamites cannaeformis Schloth.	*	—	—	—	—	
Asterophyllites equisetiformis Schloth. sp.	*	*	*	*	*	
Annularia sphenophylloides Zenk. sp.	*	*	—	—	—	
Sigillaria Brongniarti Geinitz	*	*	—	—	—	
„ *(Leiodermaria) lepidodendrifolia Brongn.*	*	—	—	—	—	In höheren (Ottweiler) Schichten bei Halle.
„ *oculata Brongn.*	*	—	—	—	—	Becken von Lalaye (Elsass).
Lepidostrobus Geinitzii Schimper[1]	—	*	—	—	—	
Cordaites borassifolius Sternb. sp.	*	—	—	—	—	Houiller supérieur.
Cardiocarpum marginatum Artis sp.	—	—	—	—	—	Zwickau, Zonen II, III, V.
	11	9	4	3	4	

Die Zahl der Arten aus Saarbrücker und Ottweiler Schichten stellt sich wie bei den Floren von Hohengeroldseck und Hinterohlsbach wieder als gleich heraus, doch findet sich keine nur in den Saarbrücker, wohl aber einige nur in den Ottweiler Schichten vorkommende Arten, wie *Odontopteris britannica* und *Lepidostrobus Geinitzii*, und andere sind häufiger in letzteren, aber selten in ersteren, wie *Sigillaria lepidodendrifolia* und *Scolecopteris arborescens*. Ich nehme daher keinen Anstand, die Badener Ablagerung zu den Ottweiler Schichten zu stellen, nur die obersten Arkosen mit zahlreichen *Araucarioxylon*-Stämmen würden wohl zu den Cuseler Schichten zu zählen sein. Unverkennbar zeigt die vorstehend aufgeführte Flora auch eine bedeutende Aehnlichkeit mit jener von Radnitz in Böhmen.

[1]) Obere Ottweiler Schichten.

4. Die Ablagerung am Holzplatze bei Oppenau. [1])

18·5 Kilometer nordöstlich von Berghaupten treten im Lierbach-Thale und dem Rothenbachthälchen, einem Seitenthälchen desselben, bei dem kleinen Orte Holzplatz Arkosen und dunkle Schieferthone der obersten Abtheilung der Steinkohlenformation zwischen den mächtigen Porphyrstöcken des Hauskopfs und des Eckefelses zu Tage. Sie ruhen unmittelbar auf Gneiss und enthalten in den Conglomeratbänken ausser Geröllen dieses Gesteines und solchen von Quarzadern desselben nur wenige von Porphyr mit grossen braunen Piniten, wie er ganz in der Nähe bei Allerheiligen Gänge im Granit bildet. [2]) An dem 80 bad. Fuss hoch aufgeschlossenen Profile beobachtet man einen neunmaligen Wechsel von Arkose mit dunklem Schieferthon [3]), an der Rinthalde aber wurde die Formation 1838 mit einem 208 bad. Fuss tiefen Bohrloche bis auf den Gneiss durchbrochen und ein 14maliger Wechsel beider Gesteine nachgewiesen. Ich habe schon früher [4]) darauf aufmerksam gemacht, dass dieser Wechsel von stark bewegten Wassern, welche grobes Trümmermaterial ablagerten, mit ruhigen, aus welchen sich nur mit Glimmerblättchen und kohliger Substanz reichlich gemengter Thonschlamm niederschlug, durchaus nur den Eindruck von regelmässig wiederkehrender trockener und Regenzeit macht. Steinkohle findet sich nur in den oberen, meist ganz mit Cordaiten-Blättern erfüllten Bänken in Form einzelner zolldicker Schnüre von Pechkohle, Eisenkies in wallnussgrossen Knauern ist mit Ausnahme der untersten Bänke überall häufig und trägt durch seine Oxydation wesentlich zur Zersprengung und Zerstörung derselben bei.

Die höchst interessante Flora, als deren häufigste Arten *Neuropteris Loshii* und *tenuifolia, Cordaites borassifolius* und *Pterophyllum blechnoides* zu bezeichnen sind, wurde hauptsächlich aus den tiefsten Bänken gewonnen, besonders die zum Theil bis 2 bad. Fuss langen und prächtig erhaltenen Wedel des *Pterophyllum blechnoides*. Es ist schwer zu begreifen, warum der Holzkörper dieser grossen Cycadee nicht auch in ähnlicher Weise wie im Infralias Schonens und des Banats oder in dem Wälderthonsandstein in Norddeutschland die Bildung von Steinkohlenflötzchen veranlasst hat. Derselbe ist offenbar durch Vermoderung, nicht aber durch Verfaulen unter Wasser zerstört worden.

Im Ganzen habe ich beobachtet:

---

[1]) Eingehend geschildert von mir in der Geologischen Beschreibung der Umgebung der Renchbäder, pag. 17 ff.

[2]) Das. pag. 32 f.

[3]) Der Schlämmrest enthält ausser Zirkon und Turmalin, sowie dem in jedem Gneissschutt vorkommenden Rutil auch wenig blauen Anatas.

[4]) Bericht über die Versammlung der schweizerischen naturf. Gesellschaft zu Basel. 1876, pag. 127.

	Saarbrücker Schichten	Ottweiler Schichten	Stockheimer Schichten	Cuseler Schichten	Lebacher Schichten	
Odontopteris obtusa Brongn. . . .	—	*	*	*	*	
Neuropteris Loshii Brongn.[1]) . . .	*	*	*	—	—	
„ *tenuifolia Brongn.* . .	*	?	*	—	* Crock bei Eisfeld (Thüring.)	Houill. supér.
Diplotmema irregulare Sternb. sp. .	*	*	—	—	—	Radnitz
Rhacophyllum anomalum Presl. sp. .	*	—	—	—	—	Zwickau, Unt. Flötz
Hawlea marginata Brongn. sp. . .	—	—	—	—	—	Houill. supér.
Diplacites unitus Brongn. sp. . . .	*	*	—	*	—	
Scolecopteris pteridoides Brongn. sp.	*	*	*	—	—	
Calamites Cistii Brongn.	*	—	*	—	*	
Annularia longifolia Brongn. . . .	*	*	*	—	* (Sachsen)	Houill. moyen et supér.
Asterophyllites equisetiformis Schloth.	*	*	*	*	*	
Dicranophyllum gallicum Grand' Eury[2])	—	—	—	—	—	Houill. supér.
„ *lusitanicum Heer sp.*	—	—	—	—	—	Houill. supér.
Cordaites borassifolius Sternb. sp. .	*	—	—	—	—	Houill. supér.
„ *palmaeformis Goepp. sp.* .	*	*	*	—	*	Zwickau, Lugau, Oelsnitz. Obere Flötze.
Pterophyllum blechnoides Sandb.[3]) .	—	—	—	—	* (Sachsen)	
Rhabdocarpum Bockschianum Goepp. Berg.	—	—	—	—	* (Sachsen)	Flöha, Zwickau. Obere Flötze.
Trigonocarpum Parkinsoni Brongn.	*	—	*	—	—	
Cardiocarpum Künsbergi v. Gutb. .	—	—	—	—	—	Flöha, Oelsnitz, Lugau und Zwickau. Mittl. und obere Flötze.
Carpolithus clypeiformis Geinitz . .	—	—	—	—	—	Zwickau. Obere Flötze
„ *ellipticus Sternb.* . . .	*	*	—	—	—	Zwickau. Obere Flötze
	13	9[4])	9	3	8	

Aus der Tabelle ist zu entnehmen, dass die Ablagerung von Oppenau der obersten Abtheilung der Steinkohlenformation (oberste Ottweiler Schichten) angehört. *Walchien, Calamites infractus, gigas, Callipteris conferta* und andere typische Formen des Rothliegenden fehlen ihr noch gänzlich und die Hälfte der Arten reicht noch bis in die Saarbrücker Schichten hinab. Die wenigen Formen, welche diesen im Saarbecken ausschliesslich anzugehören scheinen, wie *Trigonocarpium Parkinsoni* und *Cordaites borassifolius*, sind anderswo auch in den hohen Niveaus des französischen Houiller supérieur oder der Stockheimer Schichten wieder gefunden worden. Arten, welche auch in das Rothliegende hinaufreichen, sind in beträchtlicher, aber keineswegs überwiegender Zahl vorhanden; die Oppenauer Ablagerung zu diesem zu

[1]) Sandberger, Verh. d. naturw. Ver. zu Karlsruhe. I, pag. 35 f., Taf. IV.

[2]) Flore carbonif. Dép. Loire (Mém. prés. à l'acad. d. sciences. Tome XXIV, p. 275, Pl. XIV, Fig. 8—10). Entblätterte Bruchstücke der Stämmchen = *Pinites densifolius*, die Blätter = *Sphenophyllum longifolium* Sandberger, a. a. O. pag. 32.

[3]) Sandberger, a. a. O. pag. 34 f., Taf. II.

[4]) Oder mit Zurechnung von *Carpolithus clypeiformis* und *Cardiocarpum Künsbergi*, sowie der nur im Houiller supérieur gefundenen Arten 13.

rechnen, wie bereits versucht worden ist [1]), erscheint also unstatthaft. Als Uebergangsglied zwischen obersten Ottweiler und untersten Rothliegend-Schichten beansprucht die Oppenauer Ablagerung besonderes Interesse.

Aus den vorhergehenden Mittheilungen ersieht man sogleich, dass auch diejenigen Ablagerungen der Steinkohlenformation des Schwarzwaldes, welche der oberen Zone, den sogenannten Ottweiler Schichten, angehören, in keinem Zusammenhange mit einander gestanden haben können, da sie fast keine Art mit einander gemein haben.[2]) Die folgende Uebersichtstabelle wird diese Thatsache noch klarer erkennen lassen.

	Hohengeroldseck	Hinterohlsbach	Baden	Oppenau
Odontopteris britannica	—	—	*	—
„ *obtusa*	—	—	—	*
„ *Reichiana*	—	*	—	—
Neuropteris Loshii	—	—	—	*
„ *rotundifolia*	*	—	—	—
„ *tenuifolia*	—	—	—	*
Diplotmema irregulare	*	—	*	*
Rhacophyllum anomalum	*	—	—	*
„ *lactuca*	*	—	*	—
Hawlea marginata	—	—	—	*
Diplacites unitus	*	*	—	*
Scolecopteris aquilina	—	*	—	—
„ *arborescens*	—	—	*	—
„ *Miltoni*	—	*	*	—
„ *pteridoides*	*	*	—	*
Sphenophyllum emarginatum	*	—	—	—
Calamites cannaeformis	—	—	*	—
„ *Cistii*	*	*	—	*
„ *Suckowii*	*	—	—	—
Annularia longifolia	*	—	—	*
„ *sphenophylloides*	—	*	*	—
Asterophyllites equisetiformis	—	—	*	*
„ *longifolius*	*	—	—	—
„ *rigidus*	*	—	—	—
Sigillaria Brongniarti	—	—	*	—
„ *lepidodendrifolia*	—	—	*	—
„ *oculata*	—	—	*	—
Lepidostrobus Geinitzii	—	—	*	—
Dicranophyllum gallicum	—	—	—	*
„ *lusitanicum*	—	—	—	*
Araucarioxylon sp.	*	—	—	—
Palaeospatha crassinervia	*	—	—	—
Cordaites borassifolius	*	*	*	*
„ *palmaeformis*	—	—	—	*
Pterophyllum blechnoides	—	—	—	*
Rhabdocarpum Bockschianum	—	—	—	*
Trigonocarpum Parkinsoni	—	*	—	*
Cardiocarpum Künsbergi	—	—	—	*
„ *marginatum*	—	—	*	—
Carpolithus clypeiformis	—	—	—	*
„ *ellipticus*	—	—	—	*

[1]) Eck, Jahrbuch f. Mineral. 1875, pag. 70.

[2]) Dieses Resultat meiner damaligen Studien findet sich schon 1860 in der Geologischen Beschreibung der Gegend von Baden, pag. 46, angedeutet.

Ebensowenig aber zeigt die Flora dieser jüngeren Ablagerungen Beziehungen zu jener der älteren, es ist vielmehr, wie schon oben erwähnt wurde, eine grosse Lücke zwischen beiden zu bemerken, da der untere kohlenreichste Theil der oberen Steinkohlenformation, die Schatzlarer Schichten Stur's und die Saarbrücker Schichten Weiss, offenbar in keinem Schwarzwälder Becken vertreten sind.

In der Vertheilung der einzelnen Becken über das Urgebirge vermag ich keine Regelmässigkeit zu entdecken, obwohl eine solche von anderer Seite[1]) beansprucht wird. Auch über das Urgebirge der Vogesen, Centralfrankreichs, des Thüringer Waldes und anderer Gegenden erscheinen ja solche alte Moore ebenso regellos zerstreut wie so viele Torfmoore der Gegenwart.

Die Fläche, welche die Kohlenbecken im Schwarzwald einnehmen, ist meist sehr unbedeutend und ebenso auch die Mächtigkeit der sie in oftmaligem Wechsel mit einander ausfüllenden Arkosen und Schieferthone, deren Material ausschliesslich von den Urgebirgsgesteinen ihrer nächsten Umgebung entnommen wurde. Es beträgt nämlich die grösste über Tag erkennbare oder durch Bohrungen nachgewiesene Mächtigkeit für die Ablagerung von

Hohengeroldseck	Hinterohlsbach	Oppenau	Baden-Baden
140 bad. Fuss	120 bad. Fuss	208 bad. Fuss	490 bad. Fuss.

Kohlenflötzchen sind nur im südwestlichen Theile des Badener Beckens bei Varnhalt und Umwegen beobachtet und trotz ihrer geringen Dicke längere Zeit abgebaut worden. Man hatte gehofft, dieselben im Rheinthale mächtiger und regelmässiger gelagert wieder zu erreichen. Indessen haben die bei Oos und Müllenbach zu diesem Zwecke abgeteuften Bohrlöcher übereinstimmend ergeben, dass dieses Thal eine Versenkungsspalte bildet, welche längs dem Rande des Steinkohlenbeckens bis in grosse Tiefen (270 Meter) herab mit oberoligocänen Tertiärgesteinen (Cyrenenmergel) ausgefüllt ist.[2]) So geringmächtige Flötzchen wie die oben erwähnten in wahrscheinlich sehr grosse Tiefen zu verfolgen, erschien selbstverständlich zwecklos und habe ich daher seinerzeit von weiteren Versuchen unbedingt abgerathen. Meine damalige Auffassung dieser Angelegenheit habe ich 1860 in folgenden Worten mitgetheilt[3]), die ich auch heute noch vollständig vertreten kann. „Erwägt man, dass bedeutende Capitalien von Privaten und dem Staate vergeblich auf diese Kohlengebirgspartie verwendet worden sind, deren Bearbeiter nach einander den grössten Schaden daran nahmen, so lässt sich die Zuversichtlichkeit, mit welcher bis auf die neueste Zeit an der Hoffnung, reiche Flötze zu finden, festgehalten wurde, nur durch den grossen Vortheil erklären, welchen das Gelingen dem Einzelnen und dem Lande gebracht haben würde. Von diesem Standpunkte aus war insbesondere das eifrige Bestreben der Staatsregierung, diese wichtige Sache genau kennen zu lernen, und die deshalb gebrachten finanziellen Opfer vollkommen motivirt.“ Ganz ebenso verhält es sich ja auch in den Vogesen.

[1]) v. Eck, Württemb. naturw. Jahreshefte. 1887, pag. 338 f.
[2]) Sandberger, Geolog. Beschreibung der Gegend von Baden, pag. 11 f.
[3]) A. a. O. pag. 38.

So viel über die Steinkohlenformation auf der badischen Seite des Schwarzwaldes. Da sie nach meiner später weiter zu begründenden Ansicht auf der württembergischen ganz fehlt, so werden die irrig zu ihr gerechneten Arkosen und Schiefer von Schramberg erst später besprochen werden.

V. Das Rothliegende und seine Flora im nördlichen Schwarzwald.

Seitdem die ungestörte Gliederung der Steinkohlenformation in dem grossen Saarbrücker Becken durch v. Gümbel und Weiss genauer bekannt geworden ist, erscheint es nothwendig, die von mir seinerzeit für die Abtheilungen des Badener Beckens gebrauchte Nomenclatur in einigen Punkten abzuändern. Es empfiehlt sich zu diesem Zwecke, zunächst die Schichtenfolge einiger Oertlichkeiten nochmals zu besprechen und hierdurch festen Boden zu gewinnen.

Für die unmittelbaren Beziehungen der Steinkohlenformation zum Rothliegenden gibt zunächst ein von mir 1860[1]) mitgetheiltes Bild der Schichtenfolge von dem Conversationshause in Baden bis zur Höhe der Gallenbacher Strasse Aufschluss.

Ueber den den Uebergangsschiefern aufgelagerten Arkosen und Schieferthonen mit *Sigillaria lepidodendrifolia* und *Annularia sphenophylloides,* welche hier die Ottweiler Zone repräsentiren, folgen nochmals vielfache Wechsel von dickeren Bänken von Arkosen, die indessen immer feinkörniger werden, mit sehr dünnen von schwärzlichem Schieferthon. An dem Bildstocke aber treten braunrothe kurzklüftige Schieferthone an ihre Stelle, auf welche rothe glimmerreiche und weissliche Arkosen folgen, welche zahlreiche Brocken der Uebergangsschiefer, aber keine von Porphyr einschliessen, die indessen in dem zunächst aufgelagerten rothen Conglomerate in grösster Menge auftreten. Leider habe ich in keiner der unter dem Porphyrconglomerate gelegenen Bänke Versteinerungen entdecken können, trotzdem kann man aber nach den Lagerungsverhältnissen nicht bezweifeln, dass sie dem unteren Rothliegenden von Weiss, den sogenannten Cuseler Schichten, und einem Theile des mittleren, den sogenannten Lebacher Schichten, angehören. Namentlich möchte ich vermuthen, dass die oberen schwarzen, vor Allem aber die rothen Schieferthone zu den letzteren gehören, da sie ganz ähnlich und gleichfalls von Porphyr-Conglomerat überdeckt am Hummelberg bei Gernsbach und bei Sulzbach im Murgthale mit zahlreichen Exemplaren der für Lebach so charakteristischen *Gampsonyx*, *Estheria tenella* und *Walchia piniformis* entdeckt worden sind[2]), die sich vielleicht ebensowohl auch noch bei Baden finden werden, wie die in diesen Bänken so häufigen Dolomitausscheidungen. Deutlicher scheint mir das untere Rothliegende in den harten Quarzsandsteinen mit zahlreichen verkieselten Stämmen von *Araucarioxylon* ausgesprochen zu sein, welche

[1]) Geologische Beschreibung der Gegend von Baden, pag. 36.

[2]) Platz, Geolog. Beschreibung der Umgebung von Forbach und Ettlingen. 1873, pag. 16.

über den kohlenführenden Schichten am Büchelberg bei Umwegen und ebenso zwischen Oberbeuern und Gernsbach anstehen und ebenfalls von Porphyr-Conglomeraten überlagert werden.[1]) Sie werden bei der bevorstehenden neuen Aufnahme dieser Gegend jedenfalls von der Steinkohlenformation getrennt und mit einer eigenen Farbe bezeichnet werden müssen.

In den hier der mittleren Abtheilung des Rothliegenden zugezählten Gesteinen mit reichlichen Porphyrgeröllen sind Versteinerungen äusserst selten, doch hat mir vor Jahren der schon längere Zeit verstorbene Oberschlosshauptmann v. Kettner ein sehr deutliches Stück von *Calamites infractus* aus der Gegend von Rothenfels gezeigt, welches aus ihnen herrührte. Ebenso arm an solchen ist das obere Rothliegende, welches die Porphyrgerölle führenden Conglomerate in Form von granitischen Quarzsandsteinen und dunkelrothen Schieferthonen an vielen Orten überdeckt.[2]) Viele Jahre lang habe ich in diesem Niveau vergebens nach Versteinerungen gesucht, bis ich bei Gelegenheit der Herstellung eines neuen Waldweges im Herrigbach- oder wie es auch genannt wird Herchenbachthälchen, Seitenthal des auf der linken Seite des Oosthals mündenden Gunzenbachs, eine Einlagerung von kieseligem, nur aus feinkörnigem Granitgrus bestehendem Sandstein entdeckte, in welchem reichlich *Walchia piniformis* und ein kleines *Rhabdocarpum* ähnlich *venulosum Presl*, aber auch *Odontopteris obtusa*, *Calamites infractus* und Fetzen von *Pterophyllum Cottaeanum v. Gutbier*[3]) vorkamen. Diese Bänke gehören demnach zweifellos noch zum echten Rothliegenden. Wie man sieht, ist im Rothliegenden der Badener Gegend kein einziges kleines Kohlenflötzchen beobachtet worden, während doch solche, wenn auch nur theilweise abbauwürdig, im Saarbrücker und in anderen Becken auftreten.

Schon früher[4]) habe ich darauf aufmerksam gemacht, dass die Gliederung des Rothliegenden in der Gegend von Oberkirch und Gengenbach der soeben besprochenen der Gegend von Baden durchaus analog sei, mit dem Unterschiede jedoch, dass sich dort in der Oberregion auch regelmässig Dolomit mit Carneolknollen einfinde, welcher bei Baden und Gernsbach nur an einzelnen Stellen entwickelt zu sein scheint.

Sehr wahrscheinlich gehört ein Theil der grauen Arkosen, welche die Zone der dunklen Schieferthone bei Hohengeroldseck und Hinterohlsbach bedecken und zuweilen auch *Araucarioxylon* führen, dem unteren Rothliegenden, d. h. den Cuseler Schichten an, welche aber auch hier niemals Andeutungen von Kohlenflötzchen gezeigt haben. Bestimmteres lässt sich darüber indess bei dem Mangel an Versteinerungen einstweilen natürlich nicht sagen. Die über jenen lagernden ausgedehnten und sicher ehemals zusammenhängenden röthlichen Arkosen der Gegend von Durbach, in welchen ich 1860 zum erstenmale

[1]) Geologische Beschreibung der Gegend von Baden, pag. 40.

[2]) Z. B. am Sauersberge und den Seelighöfen. Geologische Beschreibung d. Gegend von Baden, pag. 24.

[3]) H. B. Geinitz, Dyas, pag. 146, Taf. XXXIII, Fig. 1. E. Geinitz, Jahrbuch für Mineral. 1873, pag. 701, Taf. III, Fig. 8.

[4]) Geologische Beschreibung der Umgebungen der Renchbäder, pag. 7 f.

im Schwarzwalde fossile Pflanzen fand, welche man anderwärts schon länger als Leitpflanzen des Rothliegenden kannte, gehören nicht zu den Cuseler, sondern zu den Lebacher Schichten, also zu dem mittleren Rothliegenden im Sinne von Weiss, wie die folgende Liste beweist:

Rothliegendes der Gegend von Durbach	Ottweiler Schichten Obere Steink.-Form.	Cuseler Schichten	Lebacher Schichten	
Odontopteris obtusa Brongn. [1]) H. B. .	*	*	*	
Scolecopteris pinnatifida v. Gutb. sp. B.	—	*	* (Sachsen)	
Calamites infractus v. Gutb. H.	—	*	*	
Palaeostachya paucibracteata Sandb. [2]) H.	—	—	—	H = Heidenknie
Walchia piniformis Schloth. H. . . .	—	*	*	B = Bottenauthal
Cordaites principalis Germar W. . . .	*	*	*	W = Wäldenthal
„ *palmaeformis Goepp. sp.* M. W.	*	—	* (Sachsen)	M = Mehlengrund
„ *Rösslerianus Geinitz* B. H. .	—	*	*	
Trigonocarpum postcarbonicum Gümb. H.	—	—	* (Erbendorf)	
Cardiocarpum reniforme Geinitz W. .	—	—	* (Wetterau)	

Hiernach ist nur eine Form, *Palaeostachya paucibracteata*, seither noch nicht in den Lebacher Schichten gefunden worden, da sie aber vermuthlich nur den anderwärts noch nicht bekannten Fruchtstand des *Calamites infractus* darstellt, besitzt sie für die Entscheidung über das geologische Alter keine Bedeutung. Manche Arten sind sehr häufig, wie *Odontopteris obtusa* und *Cordaites Rösslerianus*, andere seltener. Im Ganzen ist sowohl Gestein als Flora jenen von der Naumburg in der Wetterau ähnlicher als denen irgend eines anderen mir bekannten Fundortes.

Diese Arkosen werden überall von Porphyr-Conglomeraten, häufig auch von Strömen von Quarz- und Plattenporphyr, überlagert, welche von mir [3]) und Platz [4]) als „jüngere Porphyre" von den auch petrographisch wesentlich abweichenden unterschieden werden, deren Gerölle auch schon in der unteren Abtheilung des mittleren Rothliegenden vorkommen, also älter sind. Eck [5]) stellt ihnen an einer Stelle beobachtete rothe Schieferthone mit Dolomitkugeln im Alter gleich, welche er zugleich mit den oben erwähnten von Sulzbach im Murgthal parallelisirt. Es ist zu wünschen, dass darin auch Versteinerungen entdeckt werden, welche seine Auffassung bestätigen oder widerlegen.

[1]) Die s. Z. Würzb. naturw. Zeitschr. Bd. VI, pag. 76 f., Taf. V, Fig. 1, 2 als *Mesoneuraster cordatus* bezeichnete Form glaube ich nun auch zu dieser Art rechnen zu müssen, welche jetzt viel genauer beschrieben worden ist als es damals der Fall war.

[2]) Das. pag. 77, Taf. V, Fig. 4, 5. Nahe verwandt mit *P. elongata* Weiss, Abh. z. geolog. Specialkarte von Preussen, Bd. II, Heft I, pag. 108, Taf. XV von Swina in Böhmen.

[3]) Geolog. Beschreibung der Gegend von Baden, pag. 34 f., der Umgebung der Renchbäder, pag. 11 ff.

[4]) Geolog. Beschreibung der Umgebungen von Lahr und Offenburg, pag. 12 ff.

[5]) Geogn. Karte der Umgegend von Lahr, Erläuterungen, pag. 72 f.

Im oberen Rothliegenden, d. h. in jenem, welches die Porphyrströme, Conglomerate und Tuffe bedeckt, ist bisher meines Wissens in dieser Gegend keine versteinerungsführende Bank entdeckt worden. Auch die in demselben hier noch untergeordnet auftretenden Dolomite mit Carneol, welche aber weiter nach Südosten, besonders bei Schramberg, eine grossartige Entwicklung erlangen, haben keine geliefert. Der Streit darüber, ob sie zum obersten Zechstein-Dolomit (Rauhkalk) gehören, welcher bekanntlich am Heidelberger Schlosse direct auf dem Rothliegenden aufliegt und in seinen obersten Bänken bei Aschaffenburg gänzlich ununterscheidbare Carneolknollen enthält, oder ob sie als eine Eigenthümlichkeit des oberen Rothliegenden im Schwarzwalde und in den Vogesen anzusehen sind, muss daher vorläufig unentschieden bleiben.

Auf der östlichen und südöstlichen Seite des nördlichen Schwarzwaldes tritt das Rothliegende in den tiefen Einschnitten des Murgthales, Enzthales, Schiltachthales und anderer in gleicher Beschaffenheit wieder an die Oberfläche und wird auch öfter, z. B. im Buhlbachthale, von Plattenporphyr begleitet, doch sind hier Versteinerungen bisher nicht beobachtet worden. Nur die dunklen Schieferthone, welche auf der rechten Seite der Schiltach in ziemlicher Höhe über dem ehemaligen Hammerwerke bei Schramberg (35 Kilometer südöstlich von Berghaupten) in unbedeutender Ausdehnung anstehen[1]), machen hiervon eine Ausnahme. Ich habe sie selbst 1860 und 1890 angesehen, fand aber nur einige schlecht erhaltene Pflanzen (Cordaiten) und wurde später durch andere Arbeit an der beabsichtigten systematischen Ausbeutung des Fundorts verhindert. Diese schwarzen Schieferthone mit ihren zahllosen Rutschflächen enthalten wenig Glimmer und in dem Schlämmrückstande finden sich nur vereinzelte Zirkone und gar kein Rutil. Sie zeigen ferner insoweit eine eigenthümliche Beschaffenheit, als sie sich vor dem Löthrohr sofort weiss brennen und schwierig zu farblosem Email schmelzen. Im Glührührchen entwickelt der Schieferthon zuerst wenig bituminöse und schwach saure, später alkalische Dämpfe. Nicht gar selten findet sich auf ihren Klüftchen ein weisses, schuppiges Mineral ein, welches vor dem Löthrohr unter schwachem Aufblähen ebenfalls schmilzt und der Hauptsache nach ein wasserhaltiges Thonerde-Kali-Silicat darstellt. Es stimmt in allen Beziehungen mit jenem überein, das sich so häufig als Versteinerungsmaterial von Graptolithen findet und von v. Kobell Gümbelit benannt worden ist.[2]) Die grauen Sandsteine, welche mit diesen Schieferthonen zusammenliegen, sind Arkosen, zum Theile von grobem, zum Theile von feinerem Korn, das heisst, sie enthalten stets Feldspathtrümmer. Ich werde auf sie zurückkommen. In dem 1831 an dieser Stelle eingetriebenen Stollen wurden von v. Alberti und Hehl Pflanzenabdrücke gesammelt, welche sich jetzt zum Theile in der Stuttgarter öffentlichen, zum Theile in der Tübinger Universitäts-Sammlung befinden und mir von den Herren O. Fraas und v. Quenstedt zur Untersuchung übergeben wurden. Einstweilen gebe ich hier eine Uebersicht der in diesem Materiale enthaltenen Arten, die in einem Anhange ausführlicher erörtert werden sollen. Häufig sind nur die als

[1]) Vergl. geognostische Karte von Württemberg, Blatt Oberndorf.

[2]) Sitzungsber. d. math.-naturw. Cl. d. k. b. Akad. d. Wissenschaften. 1870 pag. 294 ff.

Rhabdocarpum decemcostatum aufgeführten Früchte und *Cordaites principalis*, aber auch *Gingkophyllum* scheint nicht, *Scolecopteris arborescens* dagegen sehr selten vorzukommen.

	Ottweier Schichten Obere Steink.-Form.	Cuseler Schichten	Lebacher Schichten
Scolecopteris arborescens Brongn. sp.	*	*	*
Calamites spp.	?	?	?
Walchia piniformis Schloth. sp.	—	*	*
Gingkophyllum minus Sandb. n. sp.	—	—	—
Cordaites principalis Germar sp.	*	*	*
„ *Roesslerianus Geinitz*	—	*	*
„ *plicatus Goepp. sp.*	—	—	* (Böhmen)
Rhabdocarpum decemcostatum Sandb. n. sp.	—	—	—
Cyclocarpum melonoides Sandb. n. sp.	—	—	—
Blattina sp.	—	?	?

Man ersieht aus dieser Liste, dass von 10 bisher aufgefundenen Arten 3 neu sind und einer, vielleicht auch zwei Calamiten nicht näher zu bestimmen waren. Von den auch anderwärts bekannten stimmen 5, also die Hälfte aller, mit solchen der Lebacher Schichten, das heisst des mittleren Rothliegenden überein, 4 von diesen finden sich auch in der unteren (Cuseler Schichten) und 2 auch in der echten Steinkohlenformation. *Gingkophyllum minus n. sp.* ist nächster Verwandter von *G. Grasseti* aus dem mittleren Rothliegenden von Frankreich. Ich kann daher den Schramberger Schieferthonen kein höheres geologisches Alter als jenes des mittleren Rothliegenden zuerkennen. Ein einfacher Vergleich der Flora mit jener eines beliebigen Niveaus der echten Steinkohlenformation wird sofort zeigen, dass sie davon ganz verschieden ist und habe ich diese Meinung schon vor Jahren Herrn Professor Miller brieflich mitgetheilt, der sie auch in seiner werthvollen Abhandlung über die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Schramberg [1]) veröffentlicht hat.

Prüft man aufmerksam das in den Schriften von Miller und v. Paulus [2]) Mitgetheilte über die in den Bohrlöchern von Schramberg beobachtete Schichtenfolge, so sieht man, dass die rothen Conglomerate des Rothliegenden hier bis 1376 Fuss mächtig getroffen worden sind [3]), dann folgt der hier in Frage kommende Wechsel von Schieferthon und Arkose 110 Fuss, noch tiefer quarzreicher Sandstein mit rothem, thonigem Bindemittel und schliesslich Porphyr. Dieses letzte, auch über Tag in mächtigen Felsen an dem Burgberge und anderen Orten anstehende Gestein ist ein älterer Porphyr, ununterscheidbar von jenem, welcher in dem Granit der nordwestlich von Schramberg gelegenen Schwarz-

[1]) Miller in Waller's Chronik der Stadt und ehemaligen Herrschaft Schramberg. Wolfach 1872, pag. 90.

[2]) Begleitworte zu dem Atlasblatt Oberndorf, pag. 8 ff. Hier findet man auch eine vergleichende Uebersicht sämmtlicher Profile der in Württemberg zu gleichem Zwecke abgeteuften Bohrlöcher.

[3]) Am Weinauer Hofe bei Gernsbach wurden sie im Bohrloche 575 Fuss mächtig gefunden, aber nicht durchbohrt. Geolog. Beschreibung der Gegend von Baden, pag. 31.

waldthäler bis nach Schapbach hin auftritt und in Geröllen auch bei Baden und Oppenau in der oberen Steinkohlenformation und den unteren Conglomeraten des mittleren Rothliegenden getroffen wird, was ich, um Verwechslungen vorzubeugen, ausdrücklich hervorhebe.

Wohin gehören nun die Arkosen und Schieferthone, sind sie zu dem unteren Rothliegenden im Sinne von Weiss, das heisst zu den Cuseler oder schon zu den Lebacher Schichten, also dem mittleren zu zählen? Was bis jetzt von organischen Resten vorliegt, spricht für die letzteren, deren tiefste, anderswo vielleicht noch nicht in ähnlicher Beschaffenheit beobachtete Lage sie hier bilden, mehr als für Cuseler Schichten.

Niemand wird es dem verewigten, besonders um die Kenntniss des schwäbischen Jura hochverdienten v. Quenstedt verargen, dass er sich 1845 [1]) über die Hoffnung auf Steinkohlen in Württemberg in dem guten Glauben, dass in Schramberg wirkliche Steinkohlenformation vorhanden sei, aussprach wie folgt: „Da sich am Schwarzwalde rings herum das Kohlengebirge findet, daselbst der bunte Sandstein dasselbe noch oft in den tieferen Thälern bedeckt: so wäre es wider alle Analogien, wenn die Steinkohlenformation weiter einwärts im Becken des Neckars fehlen sollte. Sie wird nicht nur vorhanden, sondern wahrscheinlich noch stärker entwickelt sein.“ 1856 [2]) sah er sich aber genöthigt, die durch diese Aeusserungen hervorgerufenen übermässigen Hoffnungen zu dämpfen, obwohl er die Möglichkeit eines Erfolges an irgend einem Punkte nicht bezweifelte. Zur Zeit der Herausgabe der „Geologischen Ausflüge“ (1864) kannte er bereits meine in den oben angeführten Schriften begründete Ansicht von der Hoffnungslosigkeit des Erbohrens reicher Flötze in dem badischen Theile des Schwarzwaldes und die Misserfolge der preussischen und württembergischen Bohrungen bei Dettingen, Dürrmenz, Ingelfingen und Dunningen, schliesst aber pag. 126 doch mit dem Satze: „Das beweist wenigstens eine auffallende Ungleichheit in den Formationslagern, die auf Mulden und Rücken hinweisend, irgendwo den gesuchten Schatz doch noch bergen könnten.“ Das lässt sich ja freilich heute noch nicht bestreiten, es handelt sich aber für den Staat nur um die Gründe für oder gegen die Wahrscheinlichkeit eines Erfolges und das Gewicht der Gegengründe hatte sich ja selbstverständlich mit den erwähnten Misserfolgen, bei denen in keinem von diesen Bohrlöchern Steinkohlenflötzchen oder auch nur Andeutungen derselben getroffen worden waren, erheblich erhöht. Ich hatte damals schon längst allen Glauben an irgend welche günstige Wendung dieser mich lebhaft interessirenden Sache aufgegeben. Um so mehr war ich überrascht, dieselbe in Württemberg doch noch einmal wieder hervorgezogen zu sehen und diesmal durch v. Eck [3]), dessen sehr ausführliche Auseinandersetzungen über die Geologie des Schwarzwaldes mir aber für die gegenwärtige Frage keine weiteren positiven Anhaltspunkte zu geben scheinen. Da Neues über die Schramberger Ablagerung selbst nicht geboten wird, so habe ich keine Veranlassung, auf die Abhandlung an diesem Orte weiter einzugehen.

[1]) Jahresh. d. württemb. Vereines für Naturkunde. Jahrg. I, pag. 146 ff.
[2]) Sonst und Jetzt. 1856, pag. 191 f.
[3]) Jahresh. d. württemb. Vereins f. Naturkunde. 1887, pag. 322 ff.

Da meine oben erwähnte Ansicht der Schramberger Verhältnisse inzwischen in Württemberg bekannt geworden war, so kamen von vielen Seiten, namentlich auch von Mitgliedern der Ständekammern, Anfragen an mich, des Inhalts, ob ich bei der Ansicht verharre, dass in Schramberg die Steinkohlenformation überhaupt nicht vorhanden sei und demnach weitere Bohrungen als zwecklos betrachte? Ich habe diese Fragen natürlich bejahen müssen und vor Verwendung von weiteren Geldmitteln auf diese Sache gewarnt.

Merkwürdig genug, dass man an der früheren Auffassung so lange festgehalten und so viel Geld dafür geopfert hat! Doch wird das Suchen oder vielmehr Tasten auf so unsicherer Grundlage mit der nach dem Württembergischen Staatsanzeiger vom 6. Februar 1890 erfolgten Sistirung des neuesten Bohrloches bei Sulz am Neckar wohl endlich seinen Abschluss gefunden haben, dessen hochinteressante, wenngleich negative Ergebnisse ich vor kurzem (2. April 1890) in Stuttgart kennen zu lernen Gelegenheit fand.

Anhang.

Bemerkungen über die Versteinerungen der Schieferthone von Schramberg.

Calamites spp.

Aus der Tübinger Sammlung habe ich ein plattgedrücktes Stück untersucht, welches bei 80 Millimeter Länge aus einem vollständigen, 30 Millimeter hohen und ebenso breiten Gliede mit 8—9, 1—1½ Millimeter breiten Rippen auf je 1 Centimeter Breite und den Bruchstücken des darunter und darüber folgenden Gliedes besteht. Astnarben sind daran nicht sichtbar.

Der Stuttgarter Sammlung gehört dagegen ein 105 Millimeter langes Exemplar eines *Calamites* oder ?*Calamodendron* an, dessen mittleres vollständiges Glied bei 55 Millimeter Höhe und 33 Millimeter Breite je 7, 1 Millimeter breite Rippen auf 1 Centimeter Breite zählt und am oberen und unteren Ende je eine Astnarbe in genau gleicher Lage aufweist, deren Höhenunterschied beiläufig 15 Millimeter beträgt. Dieselben befinden sich in der Mitte der an diesen Stellen in bekannter Weise convergirenden Rippen. Ein sehr ähnliches, von ihm zuerst für eine *Sigillaria* gehaltenes Bruchstück bildet Weiss[1]) ab.

Nach den oben angeführten Merkmalen würden die beiden Calamiten jedenfalls in die Gruppe gehören, welche Weiss[2]) als *Calamites varians* bezeichnet und innerhalb dieser besonders gewissen Formen des *Calamites Cistii Brongn.* ähnlich erscheinen, welche aus den mittleren und oberen Schichten der productiven Kohlenformation in das untere und mittlere Rothliegende hinaufreichen. Da aber nur je ein vollständiges und Bruchstücke der nächsten Glieder erhalten sind, so erscheint es unmöglich, die vorliegenden Stücke genauer zu bestimmen. Sie können daher auch nicht als Stütze für geologische Folgerungen benützt werden.

---

[1]) Fossile Flora d. jüngst. Steink.-Form. u. d. Rothlieg. im Saar-Rheingebiete, pag. 244, Taf. XV, Fig. 5.

[2]) A. a. O. pag. 113 ff.

In der Sammlung des Stuttgarter Polytechnikums liegen auch Reste von *Calamostachys* ähnlich *C. Ludwigii Carr.*, welche wohl als Fruchtstände eines dieser Calamiten anzusehen sind.

Farnreste.

Das einzige Bruckstück eines Farnkrautes ist ein Fiederblättchen, welches zweifellos von *Scolecopteris arborescens* herrührt.

Cordaites principalis Germar sp.

Flabellaria principalis Germar. Wettin u. Löbejün, pag. 56, Taf. XXIII. *Cordaites principalis* Geinitz, Verst. d. Steink.-Form. Sachsens, pag. 41, Taf. XXI, Fig. 1—6. Göppert, Flora d. perm. Form. Paläontogr. XII, pag. 159 ff., Taf. XXII, Fig. 6—9. Weiss a. a. O. pag. 200.

Da die vorliegenden Blätter, welche zweifellos über einander an den Stämmchen gesessen haben, wie es auch Weiss (a. a. O. pag. 192) und Grand'Eury anderswo beobachtet haben, gänzlich auf die von Ersterem gegebene Diagnose passen, so erscheint eine wiederholte Beschreibung derselben überflüssig. Gut erhaltene Exemplare von Schramberg befinden sich in den Sammlungen der landwirthschaftlichen Akademie zu Hohenheim und des Polytechnikums zu Stuttgart. *Cordaites principalis* ist seither häufig in mittleren und oberen Schichten der Steinkohlenformation, sowie nach Göppert und Geinitz auch im Rothliegenden von Neurode in Schlesien, Lissitz in Mähren, Weissig in Sachsen, Naumburg in der Wetterau gefunden worden, an letzterem Orte sogar sehr häufig. Mit ihm kommt, wie dort, aber nur in kleinen Bruchstücken zu Schramberg auch

Cordaites Rösslerianus Geinitz

Dyas II, pag. 149, Taf. XXXV, Fig. 5

mit gleichmässigen starken Rippen vor. Nach Weiss (a. a. O. pag. 200) ist diese Art auch im Rothliegenden (Thonstein) am Donnersberg beobachtet worden und ich selbst fand sie schon früher in jenem von Durbach (Sect. Oppenau).

Cordaites plicatus Goepp. sp.

Noeggerathia plicata Göppert, Flora d. perm. Form., pag. 158, Taf. XXI, Fig. 5, 6.

Göppert's Diagnose des Bruckstückes eines grossen Blattes aus dem Rothliegenden von Braunau in Böhmen „Fronde latissima, lineari, crassa, plicata, levissime longitudinaliter (et transversim) striata" passt, wenn die in Klammer gesetzten Worte weggelassen werden, ebenso wie seine Abbildung genau auf ein ziemlich grosses Bruchstück der Tübinger Sammlung. Die Querstreifung des Göppert'schen Originales dürfte kaum regelmässig sein und beim Austrocknen des Blattes entstandene scheinbar parallele Risschen darstellen, wie sie auch so häufig an anderen Cordaiten zu beobachten sind. Die vorliegende Form scheint von einem ungewöhnlich grossen Cordaiten herzurühren, der bis jetzt nur in zwei unvollständigen Stücken gefunden worden ist. Die Theilung des Blattes in Felder, welche hier in ausgeprägter Weise auftritt, ist auch schon bei *Cordaites principalis* angedeutet.

Cyclocarpum melonoides Sandb. n. sp.

C. Dawesii Quenstedt, Petrefaktenk. III. Aufl., pag. 1137, Taf. XCVII, Fig. 11; non Lindley and Hutton.

Fructus stricte orbicularis, compressus, extus limbo lato laevi cinctus, media parte costis quatuor longitudinalibus obtusis, obsolete striatis insignis.

Alt. 40, Lat. 40 Millimeter.

Diese Frucht ist genau kreisrund, platt schildförmig und lässt in der Mitte ein länglich eiförmiges Feld bemerken, welches vier stumpfe, durch schmale Furchen von einander getrennte Rippen trägt und von einem breiten, glatten Randsaume umschlossen wird.

Original in der Stuttgarter Sammlung.

Die Quenstedt'sche Abbildung ist, wie das Tübinger Original lehrte, nach einem gequetschten Stücke gezeichnet, bei welchem nur der grössere Theil der linken Hälfte des Limbus erhalten, die rechte aber zerstört ist und auch die Rippen undeutlich geworden sind, wodurch eine gewisse Aehnlichkeit mit der oben angeführten englischen Form hervorgerufen wird. Mein hochverehrter Freund, H. B. Geinitz, hat ebensowenig als ich eine identische Form unter den seither beschriebenen Früchten aus der Steinkohlenformation und dem Rothliegenden finden können. Die Art darf daher als neu bezeichnet werden. Den Gattungsnamen *Cyclocarpum* behalte ich mit Fiedler umso lieber bei, als er der Form der Frucht vollkommen entspricht. *C. melonoides* dürfte das grösste bisher gefundene *Cyclocarpum* sein.

Rhabdocarpum decemcostatum Sandb. n. sp.

Früchte .... Quenstedt, Petrefaktenk. III. Aufl., pag. 1137, Taf. XCVII, Fig. 10.

Fructus obovatus, apice rotundatus, basi attenuatus et pedunculatus, costis quinque carinatis et sulcis vix latioribus disjunctis in utroque latere exsculptus.

Alt. max. 18, Lat. max. 12 Millimeter.

Die verkehrt-eiförmige Frucht ist oben abgerundet und nach unten zu einem Stielchen verschmälert. Ihre Verzierungen bestehen in fünf starken gekielten Längsrippen, welche durch fast ebenso breite Furchen geschieden werden.

Diese zu Schramberg häufig vorkommende und, wie es scheint, auf eine eigene Bank beschränkte Frucht stimmt ebensowenig als die vorher besprochene mit einer der seither beschriebenen aus der Steinkohlenformation oder dem Rothliegenden überein. Zwar gehört sie gewiss in dieselbe Gruppe wie *Rh. venosum Presl* (Weiss, a. a. O., pag. 204, Taf. XVIII, Fig. 1), hat aber bei Weitem weniger Rippen. *Rh. plicatum Goepp.* (Flora d. perm. Form., pag. 170, Taf. XXVI, Fig. 1) scheint ähnlicher, doch ist die Zahl der Rippen nicht zu ermitteln und diese Form etwas grösser als die Schramberger, auch *Trigonocarpum Schulzianum Goepp.* (a. a. O. pag. 168, Taf. XXVII, Fig. 1) ist beträchtlich grösser und hat nur drei Rippen aufzuweisen. Beide gehören dem Rothliegenden Böhmens an. Die früher von Göppert, Berger und Fiedler (Nova Acta Leop. Car. Nat. Cur., vol. XXVI, pag. 283 ff., Taf. XXIII, Fig. 12, 17; XXIV, Fig. 7, 8, 20; XXVI, Fig. 25, 26)

als *Trigonocarpum Schulzianum* beschriebene Art ist von der später so benannten ganz verschieden und zeigt mit der Schramberger Form keine Aehnlichkeit.

Rhabdocarpum dyadicum H. B. Geinitz.

Dyas II, pag. 153, Taf. XXXIV, Fig. 13—16.

Zwei Abdrücke auf einem Stücke der Tübinger Sammlung vermag ich von dieser in dem Rothliegenden (Walchien-Sandstein) der Naumburg in der Wetterau vorkommenden Form in keiner Weise zu unterscheiden.

Gingkophyllum minus Sandb. n. sp.

Trunculi ramosi, pulvinis spiraliter dispositis ovalibus et media parte longitudinaliter carinatis consiti. Foliola densa, alternantia, elongato-cuneiformia, basi attenuata et decurrentia, supra mediam partem bipartita et ad fines pluries furcata. Nervi pauci, carinati, eodem modo pluries furcati.

Stämmchen ästig, mit zahlreichen eiförmigen und in der Mitte der Länge nach gekielten, spiral angeordneten Blattpolstern bedeckt, welche stellenweise noch dicht mit abwechselnd gestellten Blättchen besetzt erscheinen. Diese sind lang keilförmig und nach unten zu einem an dem Stämmchen herablaufenden Blattstiele verschmälert. Oberhalb der Mitte ihrer Länge (beiläufig 15 Millimeter über ihrer Ansatzfläche auf den Blattpolstern) erleiden die am unteren Ende etwa 1 Millimeter breiten Blättchen eine einfache Spaltung und zugleich Verbreiterung bis zu 3 Millimeter, am Blattende findet abermalige Zertheilung und Verbreiterung statt. Leider sind diese Enden bisher nicht in vollkommener Erhaltung zu beobachten gewesen. Die nicht zahlreichen, stumpf gekielten Blattnerven erfahren natürlich dieselben Veränderungen.

Folgende Masse wurden festgestellt:

Aelteres Stämmchen	Jüngeres Stämmchen	Ast des letzteren
Länge 70, Breite 20.	Länge 60, Breite 15.	Länge 22, Breite 10 Millimeter.

Stuttgarter Sammlung.

Die vorstehend beschriebene Form kann nach der Beschaffenheit ihrer Blättchen nur zu *Dicranophyllum Grand'Eury* oder zu der von Saporta[1]) 1875 errichteten Gattung *Gingkophyllum* gestellt werden. In Betracht des Umstandes, dass die Blättchen am Stamme herablaufen und sich nicht so bald und so tief spalten wie jene der bekannten Dicranophyllen, glaube ich mich für die Zugehörigkeit zu *Gingkophyllum* entscheiden zu sollen. Dieselben Gründe haben ja auch Schenk (v. Richthofen's China. Bd. IV, pag. 222 f.) zu der Zutheilung gewisser Blattfragmente zu den in Frage stehenden Gattungen bestimmt. Der aus einem japanischen und griechischen Worte zusammengesetzte Name entspricht zwar den gewöhnlich bei der Benennung befolgten Grundsätzen nicht und hat nur den Vorzug des Wohlklangs, wird sich aber dem herrschenden Gebrauche gemäss gewiss erhalten.

Die von Saporta zu dieser Gattung gerechneten Arten rühren theils aus der Steinkohlenformation Englands, Benshamflötz im Jarow-

[1]) Comptes rendus. 18 avril 1875.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

stollen, *Gingkophyllum flabellatum Lindley and Hutton* [1]) *sp. (Noeggerathia)*, theils aus dem Rothliegenden des Urals, *G. karwinskianum Saporta* und jenem von Lodève (Hérault), *G. Grasseti Saporta* [2]), her. Sie sind sämmtlich beträchtlich grösser als die schwäbische Art, welche daher mit dem einfachen Namen *Gingkophyllum minus* bezeichnet worden ist.

G. minus steht unzweifelhaft *G. Grasseti* von Lodève in Bezug auf die Form der Blätter am nächsten, doch sind bei denen des letzteren die Nerven schon an der Basis zahlreicher und nicht so breit kielartig als bei den Blättern des *G. minus*. Viel stärkere Abweichungen zeigt *G. flabellatum* aus der Steinkohlenformation mit ungetheiltem, fächerförmigem Blattende. Bei dieser Art ist offenbar schon Lindley und Hutton eine gewisse Aehnlichkeit mit der lebenden Gattung *Gingko (Salisburya)* aufgefallen, wie aus ihrer Bemerkung (a. a. O. pag. 90) hervorgeht, doch veranlasste sie eben jenes ungetheilte Ende, die Form doch bei *Noeggerathia*, die sie für eine Palmengattung hielten, einzureihen, dagegen die jurassische *Cyclopteris digitata Brongn.* als sicher zu *Gingko* gehörig zu bezeichnen, was viele Jahre lang mit Unrecht ignorirt worden ist. Dass sie (pag. 86) auch *Sphenophyllum* mit *Gingko* verglichen, wird wohl um so mehr Entschuldigung finden, als damals die Fruchtstände dieser Gattung noch ganz unbekannt waren.

Die Schramberger Stämmchen sind wiederholt als Zapfen von *Ullmannia (Cupressus) Bronnii* angesprochen worden, was nur bei oberflächlichster Betrachtung derselben begreiflich erscheint. Sobald die den vermeintlichen Zapfenschuppen zahlreich anhaftenden und zum Theile recht gut verfolgbaren Blättchen untersucht worden wären, hätte dieser Irrthum sofort schwinden müssen. Andere glaubten in diesen Resten Stämmchen einer *Walchia* zu erkennen, die indessen ganz andere Blätter hat. Zu *Walchia piniformis* gehören indess plattgedrückte, nur hier und da Blattpolster aufweisende Reste kleinerer Stämmchen, welche sich ungefähr in der Weise darstellen, wie Göppert's Fig. 1 auf Taf. XLVII und XLVIII der Flora d. perm. Formation oder Weiss' Fig. 1 (a. a. O. Taf. XVII), aber um darüber volle Sicherheit zu erhalten, müssen noch besser erhaltene Nadeln nachgewiesen werden.

Blattina.

Auf der Platte, welche das grössere Exemplar von *Gingkophyllum minus* enthält, liegt auch ziemlich versteckt ein Rest einer *Blattina* von 5 Millimeter Länge und 2·5—3 Millimeter Höhe. Da nur ein Theil der oberen Hälfte eines Oberflügels erhalten ist, so lässt sich natürlich eine genauere Bestimmung nicht ausführen. Immerhin ist aber das Vorkommen dieser in den oberen Schichten der productiven Kohlenformation und noch häufiger im Rothliegenden auftretenden Orthopterengruppe um so mehr von Interesse, als sie bisher im Schwarzwald unbekannt war.

[1]) Fossil Flora of Great Britain. 1831—33, I, pag. 89, Pl. XXVIII, XXIX.
[2]) Paléont. franc. Plantes jurass. T. III, pag. 230, Pl. XXIV, Fig. 2.

Geologische Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten.

Von Carl Freih. v. Camerlander.

I.

Die südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten.

Mit dem Blatte Mährisch-Weisskirchen (Zone 7, Col. XVII) der Specialkarte (1 : 75.000), dessen grösster Theil — derjenige nördlich der Beczwathallinie — mir für den Sommer des Jahres 1888 zur Aufnahme zugewiesen war, sind die geologischen Aufnahmen der mährisch-schlesischen Sudeten nunmehr auch gegen Süden zum Abschlusse gelangt, wie ich sie im Vorjahre ostwärts (Blatt Troppau) an der, Sudeten und Karpathen scheidenden Tiefenlinie der Oder zu Ende führte.

Ich ziehe es vor, die Beobachtungen, die ich in dem mir zugewiesenen Gebiete des Kartenblattes Mährisch-Weisskirchen zu machen Gelegenheit hatte, dann und wann übergreifend auf vorher von mir aufgenommene Nachbarblätter, abgesondert von der Summe von Wahrnehmungen und Studien, welche ich in den zuvor aufgenommenen Gebieten Westschlesiens anstellen konnte, zur Veröffentlichung zu bringen. Hierzu veranlasst mich das Streben, den aus den früher aufgenommenen Gebieten Schlesiens, sowie schon reichlich angehäuften und zu verarbeitenden Stoff nicht noch weiter sich ansammeln zu lassen und dadurch eine übersichtliche Darstellung nur noch schwieriger zu gestalten. Zugleich beanspruchen in dem hier zu besprechenden Gebiete Bildungen ein Hauptinteresse, welche in dem übrigen Gebiete der mährisch-schlesischen Sudeten zum mindesten nicht in der auf Blatt Mährisch-Weisskirchen entwickelten Ausbildung anzutreffen sind. Ich meine damit die Granite von Krtschmann, die devonischen Kalke von Grügau-Krtschmann, von Sobischek und Radwanitz, sowie miocäne Bildungen. Indem diese devonischen Bildungen und noch mehr die miocänen Sandsteine auch in den angrenzenden Gebietstheilen südlich der Beczwalinie, den gleichzeitigen Aufnahmsgebieten meiner Collegen Dr. V. Uhlig (Blatt Prerau) und Dr. L. v. Tausch (südöstlicher Theil des Blattes Mährisch-Weiss-

kirchen) eine bedeutende Rolle spielen, mag es um so mehr passend erscheinen, die geologischen Verhältnisse der südöstlichen Sudeten-Ausläufer gesondert zur Darstellung zu bringen und dadurch den Zusammenhang mit den von meinen Herren Collegen vorbereiteten Schilderungen ihrer Gebietsantheile zu erleichtern.[1])

Das Stück mährischen Gebirgslandes, von welchem ich nunmehr zu sprechen habe, lässt sich kurz als die Gegend nordöstlich, östlich und südöstlich von Olmütz bezeichnen; die grösseren Orte Giebau, Domstadtl, Liebau, Bodenstadt, Sponau, Odrau, Bölten, Mährisch-Weisskirchen, Leipnik, Kokor, Trschitz und Gross-Wisternitz lassen dessen Umfang erkennen.

Wenn ich in der diesen Zeilen vorgesetzten Ueberschrift das durch die genannten Städte und Märkte markirte Gebiet als jenes der südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten bezeichne, so verlangt dies einige Worte der Erklärung. Es ist mir nämlich kaum ein Gebirge bekannt, hinsichtlich dessen Namengebung eine solche Unsicherheit herrschte, als wie es eben bei unseren mährisch-schlesischen Sudeten der Fall ist. Es ist dieselbe Unsicherheit, die hinsichtlich so mancher anderer, rein geographischer Momente für unser Gebirge gilt. Hier kann es nun meine Aufgabe keineswegs sein, die ganze Frage der Eintheilung und Benennung der mährisch-schlesischen Sudeten aufzurollen; ich werde es vielmehr an anderer Stelle versuchen, dieser Frage ein wenig näher zu Leibe zu rücken. Was ich hier, einigermassen auf geographisches Gebiet übergreifend, aussprechen möchte, soll sich eben nur auf die Rechtfertigung der im Titel vorliegender Arbeit ausgesprochenen Ansicht beziehen, der zu Folge das von mir aufgenommene Gebiet nördlich der Beczwatiefenlinie von Mährisch-Weisskirchen herab gegen Prerau, mit welcher mein Aufnahmsgebiet seine südliche Grenze erreichte[2]), die letzten Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten darstellt, während alle Erhebungen südlich von eben dieser Tiefenlinie bereits einem anderen geographischen Complex, jenem der Karpathen, zuzuweisen wären. Wie nämlich ein Blick auf jede frühere geologische Karte zeigt, erscheinen im Süden der genannten Beczwatiefenlinie, im schmalen Waldgebiete zwischen Leipnik und Bad Teplitz, im Malinikwalde, noch Bildungen, die geologisch denjenigen der Karpathen vollkommen fremd und für das Gebiet der Sudeten geradezu bezeichnend sind, Grauwackebildungen der Culmformation neben Kalken des Devons. Unterliegt es daher auch nicht dem geringsten Zweifel, dass eben diese Bildungen stets und immer als sudetische anzusprechen sind, so scheint es mir auf der anderen Seite gleichfalls sicher, dass man darauf zu verzichten haben wird, das Gebirge unserer Sudeten etwa noch über diese räumlich

---

[1]) Auf den pag. 405—416 dieses Jahrbuches 1889, Bd. XXXIX, findet sich bereits der Bericht meines Collegen Dr. v. Tausch über die Geologie des Gebietes südlich der Beczwa in der Nähe der Stadt Mährisch-Weisskirchen.

[2]) Nur im südwestlichsten Theile des Kartenblattes, wo es bei Kokor—Sobischek abschneidet, ist diese Grenzlinie noch nicht unmittelbar erreicht. Dieselbe erscheint für dieses Gebietsstück erst im nordwestlichsten Theile des Blattes Prerau—Kremsier. Für diesen beschränkten Theil fallen die südlichsten Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten somit bereits dem Aufnahmsgebiete des Herrn V. Uhlig zu.

so ausserordentlich untergeordneten Gebirgsantheile auszudehnen, d. i. hinweg über die so markante Tiefenlinie des Beczwathales. Ich glaube, diesbezüglich mit einem Analogieschluss den Thatsachen und ihrer richtigen Deutung am meisten gerecht zu werden: Man sehe hin auf unsere Alpen; auch da erscheint südlich der im Gebirgsrelief so auffällig herausgemeisselten Adda z. B. noch Gneiss und Glimmerschiefer der Centralalpen und doch rechnet auch A. Böhm[1]), der doch gewiss in so hohem Grade den geologischen Aufbau bei der Gebirgseintheilung berücksichtigt, dieses relativ unbedeutende Gebietsstück schon zu den Kalkalpen, die darüber hinaus dann allherrschend erscheinen, ganz eben so wie südlich der schmalen Grauwackenpartie des Malinikwaldes das unbeschränkte Herrschgebiet des karpathischen Flysch anhebt. Es ist ja, um A. Böhm's Worte zu wiederholen, „der Begriff des Gebirges nicht mit dem einer geognostischen Zone identisch und es ist, indem die Begrenzung der Gebirge nicht anders als durch Tiefenlinien erfolgen kann, wenn diese letzteren, wie es häufig der Fall ist, nicht ganz mit den Gesteinsgrenzen übereinstimmen, der fragliche Gebirgstheil eben zu jenem grösseren Gebirgsganzen zu rechnen, mit welchem er Mangels einer Tiefenlinie untrennbar verbunden ist". Denn würden wir es versuchen, einfach nach der geologischen Karte die Gebirgsgrenze zu ziehen, so müsste dieselbe in unserem Falle auf die ganze Strecke mitten durch ein Hügelgebiet verlaufen. Denn nur im ersten Beginne dieser Grenzlinie von Austy bis Keltsch könnte derselben — man vergleiche die Schilderung meines Collegen Dr. v. Tausch[2]) — der Charakter einer, aber höchst unbedeutenden Depression zwischen dem aus sudetischen Grauwacken aufgebauten Gebiete und dem südlichen Flyschgebiete beigelegt werden; es verliert sich dieser beiläufige Depressionscharakter weiter westwärts aber vollkommen (Blatt Prerau-Kremsier) und obendrein reichen ja letzte Grauwackenausläufer östlich (Opatowitz), letzte Flyschausläufer westlich (Parschowitz) über diese im Gebirgsrelief kaum wahrnehmbare Depression, so dass ja dieselbe erst nicht einmal eine völlig scharfe geologische Grenze abgibt.

Dass unter diesen Umständen die Tiefenlinie der Beczwa mit einer Breite von gut 5 Kilometer und mit den folgenden entsprechenden Zahlen für die Eintiefung allein als Grenze zwischen Sudeten und Karpathen festzuhalten sei, scheint mir sicher: 222 Meter tiefstes Beczwaniveau auf Blatt Mährisch-Weisskirchen und Côten selten über 300 Meter für die diluvialen Bildungen im Beczwathale[3]) gegen Höhen bis 600 Meter und darüber im Norden, ca. 4—500 Meter im Süden der Linie, wobei die Horizontalentfernung dieser 600 Meter von den 300 Meter Höhen meist nicht einmal ein Kilometer beträgt.[4]) Da hat wohl die Rücksicht, dass südwärts der Beczwa noch ein schmaler

[1]) A. Böhm, Eintheilung der Ostalpen. Geographische Abhandlungen, herausgegeben von A. Penck. Wien 1887. Bd. I, Heft 3.

[2]) A. a. O. pag. 413.

[3]) Auch die flache Wasserscheide bei Bölten-Deutsch-Jassnik, die heute Oder und Beczwa von einander trennt, enthält Côten nicht über 350 Meter.

[4]) Vergl. den Höhenunterschied zwischen der Obirka (625 Meter) [Culm] und dem Jägerhause oberhalb Lautschka (374 Meter) [sehr hoher Punkt des Diluvium] auf eine Horizontalentfernung von 750 Meter.

Strich sudetischer Gesteine erscheint, zurückzutreten vor dem Anspruche, welchen ein jeder Gebirgseintheilungsversuch in die erste Linie zu stellen hat, vor dem Anspruche, dass eine heute erkennbare Tiefenlinie die verlangte Grenze der Gebirgsstücke bezeichne. Hinsichtlich der für die Abgrenzung der beiden Gebirge ziemlich nebensächlichen[1]) Frage, ob die heutige Beczwatiefenlinie zur Miocänzeit schon bestanden, werde ich im Verlaufe meiner Ausführungen noch Einiges zu sagen haben. Hier, an einleitender Stelle, handelte es sich mir darum, lediglich die in der Titelüberschrift zum Ausdruck gebrachte Anschauung von der Südostgrenze der Sudeten, insoferne sie hier keine geologisch absolut scharfe ist, auch vor einem geologischen Fachpublikum als die für eine Abgrenzung der beiden Gebirgskörper allein mögliche zu rechtfertigen.

Ueber die äussere Oberflächenform des zu besprechenden Gebietes kann ich mich kurz fassen. Es gehört ganz und gar jenem Theile der mährisch-schlesischen Sudeten an, für welche der Begriff eines Massengebirges zutrifft, dem niederen Gesenke im Gegensatze zu einem so beträchtlichen Theile desselben Gebirges, für welchen dieser Name durchaus nicht passend erscheint, dem hohen Gesenke. Wir haben es zu thun mit einem sehr allmälig in südlicher, resp. südöstlicher Richtung und gleichmässig sich senkenden Hochplateau, in dessen regelmässigen Bau tief eingeschnittene Thäler die alleinige, dem Auge wohlthuende Abwechslung bringen. Die Thäler sind es, an deren steilen Wänden ein üppiger Waldstand sich hinaufzieht, während die weitgedehnte Hochebene zumeist nur Felder, selten kleine Waldbüschel und in den schwachen Wellenfurchen sumpfige Wiesen kennzeichnen. Nur im Odergebirge, welchen Namen seit langer Zeit die weitere Umgebung der Oderquellen führt, also schon mehr im südlichen, etwas erniedrigten Theile des uns beschäftigenden Gebietes haben wir ein von diesem allgemeinen Charakter mehr abweichendes Gebietsstück vor uns: Nachdem die mittlere Höhenlage der Plateaulandschaft bereits unter 600 Meter sich erniedrigt, steigt ein bogenförmig ausbauchendes, grösseres Stück der europäischen Wasserscheide als ein mit dichtem Hochwald bedecktes Plateau bis 681 Meter an. Südwärts fällt es steil zu einer auffälligen Tiefenlinie ab, der wir noch öfter zu gedenken haben werden (Abfall gegen Daskabat-Gr.-Aujezd fast 300 Meter), während nach den anderen Seiten ein allmäliger Uebergang in die etwas niedrigeren Hochflächen statthat. Dagegen gilt für alle diese das gleiche Moment des Steilabfalles gegen die, unsere Sudeten abgrenzenden Thäler. Mit 600—640 Metern tritt das niedere Gesenke in's Kartenblatt ein, um mit etwa 550 Metern durchschnittlicher Höhenlage sich zur Beczwa,

[1]) Denn selbst angenommen, es hätte diese Tiefenlinie während des Miocäns nicht bestanden, sondern es hätte die Verbindung des südmährischen Miocänmeeres mit jenem des nördlichen Schlesiens durch einen Canal stattgehabt, der sich am Südfusse des genannten Malinikwaldes hingezogen, so folgt daraus, glaube ich, nur, dass ein Abgrenzungsversuch für Sudeten und Karpathen zur Miocänzeit darauf zu achten hätte. Obendrein theilt Herr v. Tausch soeben mit, dass er bei Leipnik an der Beczwa Miocänbildungen auffand (Verh. 1889, pag. 275). Es dürfte somit auch dieses angebliche Argument dafür, dass „nicht der Lauf der Beczwa von Mährisch-Weisskirchen nach Leipnik es ist, welcher das Gebirgssystem der Sudeten von dem der Karpathen trennt", wie mein College kurz zuvor (Jahrb. 1889, pag. 412) schrieb, bedeutungslos sein.

die gut 300 Meter tiefer liegt, abzustürzen. Aus diesem mittleren Höhenniveau erheben sich nur etliche isolirte, etwas dies Niveau überragende Höhen, wie — vom Odergebirge abgesehen — der Huthberg bei Liebenthal (641·8 Meter), der eine mittlere Höhenlage von 600—620 Meter überragt. Der unter diesen Umständen um so auffälligere Abfall ist aber in ähnlicher, wenn auch minder scharf ausgesprochener Weise, auch zum Marchthale, vorhanden; hat hier auch die Erniedrigung des Giebauer Plateaus von 600 auf 400 Meter sich vollzogen, so wird auch noch von den letzten Ausläufern gegen Olmütz (Heiliger Berg) die Marchniederung um 150 Meter überragt. Ebenso prägnant wie zur Beczwa ist aber auch zu deren tektonischer Fortsetzung, der Oder, der Steilabfall von 500 auf 300 Meter; dass da, wo diese einheitliche Tiefenlinie heute durch die niedrige Bodenschwelle bei Bölten unterbrochen ist, auch der Abfall unseres Gebietes viel unbedeutender ist, liegt auf der Hand. Endlich ist noch eines Theiles der Sudetengrenzlinie zu gedenken: Südwestlich vom Steilabfall des Odergebirges gegen Gr.-Aujezd erheben sich die mährisch-schlesischen Sudeten auch nicht annähernd mehr zur früheren Höhe, als leicht gewelltes Hügelland von kaum 300 Meter erstrecken sich diese äussersten Südausläufer gegen die Vereinigung von Beczwa und March; hier beträgt der Abfall darum oft kaum mehr 50 Meter.

Aber das im Allgemeinen als wichtig erkannte Moment des Steilabfalles zu den die Sudeten abschliessenden Thälern gilt auch gegenüber den das niedere Gesenke selbst durchfurchenden Thälern; zur Feistritz beträgt — um auf's Gerathewohl Beispiele zu nennen — der Abfall, etwa bei Grosswasser, 200 Meter auf $^1/_2$ Kilometer Horizontalentfernung, zur Oder herab bei der Sponauer Mühle 244 Meter auf die gleiche Entfernung, in der Schneisse zur Dorra nordwestlich von Dobischwald 161 Meter für die gleiche Distanz etc. Dieses Moment beeinflusst im Zusammenhalte mit dem allgemeinen Wesen des Hochplateaus so sehr den Charakter der Wasserläufe: im obersten Theile, nachdem sich die Wässer in einer kaum merklichen Vertiefung des Plateaus gesammelt, ein freundlicher Wasserfaden zwischen Wiesen und Feldern; bald darauf ein Gebirgsbach im tief eingeschnittenen Thale, von welchem stämmiger Hochwald zu der felderbedeckten Höhe zieht.

Die Thäler selbst gehören theils dem Flussgebiete der Oder, theils jenem der Donau an. Von ersteren nenne ich ausser der Oder selbst, die von ihrer Quelle bis zu ihrem Austritt aus dem Gebirge hinaus in's freundliche Kuhländchen — von da die natürliche Grenze der Sudeten — dem Kartenblatt angehört, ihre wichtigeren Zuflüsse: den Liebauer- und Latscherbach, die Dürre Bautsch und die Luha; von letzteren die Beczwa mit dem Weličkabach und der Ludina, den Bielkowitzerbach, die Feistritz[1]) und die Oleschnitza, deren Vereinigung mit der March übrigens durchweg ausser dem Kartenblatte statthat.

[1]) Im Gegensatze zur Schreibweise der Specialkarte (Bistřica) wähle ich den, in den alten Karten und Werken allein gebräuchlichen Namen Feistritz für diesen vom Ursprunge bis zur Mündung bei Olmütz deutsches Gebiet durchfliessenden Wasserlauf; aus ganz dem gleichen Grunde gebrauche ich aber auch den Namen — hier im Sinne der heutigen Specialkarte — Beczwa und nicht Betsch.

Ueber den Verlauf der diese Strom-, resp. Meeresgebiete trennenden Wasserscheide will ich hier nicht viel sagen; in einer so gleichmässigen Plateaulandschaft ist ihr Verlauf in keinerlei Weise scharf und deutlich ausgeprägt; nur im Odergebirge erhebt sie sich, wie wir sahen, zu einiger Bedeutung gegenüber der Umgebung, um dann aber, ehe sie sich zu der niedrigen Bodenschwelle bei Bölten herabsenkt und damit die Sudeten verlässt, im fortwährenden Zickzack über niedrige Hänge, in keinerlei Weise markirt, fortzuziehen. In wie hohem Grade dies der Fall, ersehe man daraus, dass die frühere Karte an zwei Punkten eben dieses Theiles der europäischen Wasserscheide die Alluvien eines der Oder und eines der Donau pflichtigen Baches über diese europäische Wasserscheide hinweg zu einem einheitlichen vereinigte, des Latscher- und des Gaisdorfer- (Böhmer-) Baches in einem Falle, des Hermsdorfer Wassers und eines Zuflusses des Bleisbachs im anderen.

Ehe ich mich der Darstellung der geologischen Verhältnisse, wie ich sie für das Kartengebiet kennen lernte, zuwende, ist es wohl zunächst meine Pflicht, der Vorläufer auf diesem Felde zu gedenken. Mehr der Rede werth sind da nur die literarischen Leistungen, welche — zumal in den Vierziger-Jahren und mit Beginn der Sechziger-Jahre schliessend — sich mit den Granit- und Kalkinseln von Krtschmann und denen nördlich der Beczwa befassen. Diesbezüglich haben neben Glocker, Murchison u. A., die einzelner dieser Inseln gedenken, Beyrich in seiner Arbeit[1]), die wir heute noch, trotz der stattlichen Reihe von 46 Jahren, die seither verflossen sind, für unser Gebiet in erster Reihe nennen müssen, dann Wolf in seiner Arbeit über Olmütz[2]) dankenswerthe Daten gegeben; aber über die Geologie des grossen übrigen Gebietes haben wir fast nur die Karten als Hilfsmittel zur Verfügung, von denen obendrein die Römer'sche[3]) nur ein Drittel des Kartenblattes Mährisch-Weisskirchen umfasst. Die andere Karte ist diejenige unserer Anstalt, welche Wolf auf Grund der Begehungen des Terrains im Jahre 1859 anfertigte und, von dem damals angewendeten Massstabe von 1:144.000 auf den jetzt gebräuchlichen 1:75.000 übertragen und mit mannigfachen Aenderungen versehen, bis heute die officielle Karte der Anstalt ist. Endlich ist dann die durch Farbendruck vervielfältigte geologische Karte von Mähren und Schlesien zu nennen, die 1866 durch Fötterle auf Grund der von ihm, Wolf, Lipold, Stache und Hohenegger im Auftrage des Werner Vereines zur geologischen Durchforschung von Mähren und Schlesien durchgeführten Aufnahmen zusammengestellt wurde. Diesbezüglich können einige Bemerkungen nicht unterdrückt werden. Zwischen der ursprünglichen Wolf'schen Aufnahme und deren Aenderung auf der Fötterle'schen Karte, sowie endlich auf der späterhin wiederum durch Fötterle corrigirten, heute noch die Grundlage der ausgegebenen Karten bildenden Specialkarte liegen nämlich hinsichtlich

[1]) Beyrich, Ueber die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. Karsten-Dechen's Archiv für Mineralogie etc. 1844, XVIII, pag. 1—86.

[2]) H. Wolf, Die Stadt und Umgebung von Olmütz. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1863, Bd. XIII, pag. 574—589 und Sitzungs-Bericht, pag. 37.

[3]) Geognostische Karte von Oberschlesien sammt den zugehörigen Erläuterungen „Geologie von Oberschlesien" von F. Römer. Breslau 1870.

einer Reihe von Punkten ganz bedeutende Differenzen vor. Hier nenne ich nur die Devon- und Culmgrenze, die, durch Fötterle in seine Farbendruckkarte wohl ganz nach der Originalaufnahme Wolf's übernommen, in der Specialkarte aber zum Theil nach der Römer'schen Karte, zum Theil aber auch (für das Gebiet um Domeschau) ganz selbstständig verändert wurde; auf Grund welcher Thatsachen, ist unmöglich zu sagen, nachdem der von Fötterle dem Wernerverein in Brünn durch viele Jahre hindurch zugesagte Text zur Karte Mährens niemals fertiggestellt wurde und die Notizen, welche Fötterle dann und wann in den Berichten des Wernervereines oder den Sitzungsberichten unserer Anstalt gab, speciell das hier in Rede stehende Gebiet gar nicht berühren. Aber ähnliche Unterschiede bestehen auch zwischen der Originalaufnahme Wolf's und der gedruckten Fötterle'schen Karte und ich kenne — wie ich gleich hier gestehen will — keinen einzigen Fall, wo ich von einer thatsächlichen Verbesserung reden könnte. Die Kalke, welche Wolf als mitteldevonisch deutet und die allein eine etwas eingehendere Würdigung auch von anderen Seiten und lange zuvor schon erfuhren, erscheinen auf der Fötterle'schen Karte entweder als archäische Kalke, und wieder fehlt jedes Wort der Begründung, oder sind, wie diejenigen nördlich der Beczwa, ganz weggelassen (darunter auch die vielen ausser mein Gebiet fallenden Kalke bei Prerau). Auf der späteren Specialkarte erscheinen diese letzteren zum Theil wieder; jedoch wenn auf der Originalkarte Wolf's die Grenzverhältnisse z. B. des Kalkes von Sobischek richtig gegeben sind, so erscheinen diese in der späteren wiederum irrig; in der Originalkarte erscheint bei Radwanitz ein ebenso bedeutendes isolirtes Kalkvorkommen, in jener ist es gänzlich vom Erdboden verschwunden.[1]) In der gedruckten Karte Fötterle's ist ferner der Granit von Krtschmann zum Gneiss geworden, um in der colorirten wieder zu seiner alten Granitnatur zurückzukehren. Diese Bemerkungen, die als eine Art Ehrenrettung Wolf's gegenüber den Veränderungen seiner Kartirung in der Fötterle'schen Karte gemeint sind, glaubte ich nicht unterdrücken zu sollen. Am zutreffendsten ist unser Gebiet jedenfalls auf der im kleinsten Massstabe angefertigten Karte dargestellt: in jener Franz v. Hauer's (Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1:576.000). Auf dieser ist der Granit von Krtschmann ebenso richtig, wie die devonischen Kalke es sind, zur Darstellung gebracht.

Devon und Culm.

Ueber die Abgrenzung und Lagerung der beiden Formationen.

Wie ein Blick auf jede bisherige Karte lehrt, ist das Hauptgebiet des zu besprechenden Kartenblattes Mährisch-Weisskirchen aus Schichtgliedern zusammengesetzt, die unter dem Namen der Grauwackenformation oder des Uebergangsgebirges als eines Hauptgliedes der mährisch-schlesischen Sudeten bis zu dem Momente zusammengefasst

[1]) Dadurch wurde ich veranlasst, in meinem vorläufigen Aufnahmsbericht dieses Kalkvorkommen als ein bisher übersehenes zu bezeichnen. Verh. 1888, pag. 245.

wurden, da Fossilfunde an verschiedenen Punkten des Gebietes eine Trennung in Glieder der Devon- und Culmformation gestatteten. Es hiesse denselben Gegenstand doppelt behandeln, würde ich hier es versuchen, die Momente, welche hierbei massgebend waren, sowie die Erfahrungen, die ich hinsichtlich dieses Punktes bei meinen bisherigen Aufnahmen sammeln konnte, auseinanderzusetzen; wenn ich den Hauptcomplex dieses Grauwacken- und Schieferterritoriums in Schlesien werde zu schildern haben, wird dies am Platze sein, nicht aber hier, wo ich nur die Ausläufer desselben zu besprechen habe, Ausläufer, die obendrein bisher wie in allem anderen, auch hinsichtlich einer Gliederung des Grauwackencomplexes so gut wie keine, halbwegs eingehende Beachtung gefunden hatten und die — wie ich gleich gestehen muss — durch den grossen Mangel an entscheidend mitsprechenden und Einfluss nehmenden Factoren auch diesbezüglich nicht geringe Schwierigkeiten bieten.

Wie aber ein Blick auf die bisherigen Karten unseres Gebietes sofort auch lehrt, wurde die Trennung des grossen, petrographisch so einförmigen Complexes verschieden durchgeführt. H. Wolf in seiner Originalkarte und, diesmal ihm folgend, die gedruckte Fötterle'sche Karte von Mähren, lassen die trennende Linie etwa in der folgenden Weise verlaufen: Zwischen Domstadtl und Herlsdorf in unser Blatt einbrechend, unterhalb der Hütten-Mühle sodann die Feistritz überschreitend, läuft sie dann in ziemlich rein südwestlicher Richtung, Giebau westlich liegen lassend, um am linken Ufer des Bielkowitzer Baches ziemlich vor dem gleichnamigen Dorfe zu enden, wo die diluviale Bedeckung sich über die alten Grauwacken legt. Damit ist ein immerhin nennenswerthes Gebietstück dem Devon zugetheilt. Auf der Römer'schen Karte ist auch dieses schon fast ganz dem Culm zugewiesen, indem die Grenzlinie zwischen beiden Formationen knapp westlich vom Gipfel des Ullersdorfer Berges (nordwestlich von Tscheschdorf) durchgezogen ist, so dass also, auf die uns vorliegende Specialkarte übertragen, im besten Falle nur das winzigste Zipfelchen derselben im Nordwest als Devon erscheinen könnte.

Wieder anders ist die Einzeichnung auf der bisher von der Anstalt ausgegebenen, mit der Hand colorirten Specialkarte, auf welcher, wie oben schon gesagt wurde, durch Fötterle gegenüber den ursprünglichen Aufnahmsblättern, sowie auch noch gegenüber seiner eigenen gedruckten Karte Veränderungen vorgenommen wurden. Hier erscheint nämlich die auf der Römer'schen Karte zum Ausdruck gebrachte Ansicht angenommen, indem die äusserste nordwestliche Ecke als Devon erscheint; für den auf jener Karte Römer's nicht enthaltenen, grösseren Theil aber hat noch eine Aenderung stattgehabt. Die von Römer und Wolf hoch oben aus Schlesien herab, von Zossen (südlich von Jägerndorf) stetig in südlicher bis südwestlicher Richtung gezogene Grenzlinie erscheint hier in ganz unerwarteter Weise gestört und unregelmässig gestaltet: Auf dem, von der Römer'schen Karte nicht berührten Gebiete um Domeschau, im Westen meines Kartenblattes und im Osten des anstossenden (Olmütz), springt die Grenze aus dieser Richtung stark nach Osten vor, um östlich von Domeschau wieder nach Süden zu verlaufen. Auf diese Weise ist ein nicht unbedeutendes Gebietstück zwischen Domeschau und dem Bielkowitzer Bache, an dessen rechtem Ufer östlich von Laschtian (Blatt Olmütz) dann die diluviale Bedeckung

erscheint, als ein in das Culmgebiet eingetriebener Keil des Devons dargestellt.

Die näheren Begründungen für alle die drei verschiedenen Trennungsversuche der Grauwackenzone innerhalb unseres Kartenblattes fehlen aber so gut wie ganz. Die Gründe für die Römer'sche Trennung sind aber wenigstens aus der Begründung für den Verlauf der Grenzlinie in dem eingehender behandelten nördlichen Gebiete zu entnehmen, die Momente, welche Wolf für die von ihm gewählte Gliederung bestimmen, lassen sich aus kurzen Notizen Wolf's ersehen, jene aber, welche die dritte Variante, die wohl Fötterle zuzuschreiben ist, veranlassten, sind mir ohne jede Aufhellung geblieben.

Römer[1]) legt bei der Abgrenzung von Devon und Culm ein Hauptgewicht auf die Diabasmandelsteine und die mit diesen verbundenen Eisensteinlager. Indem in diesem Complexe bei Bennisch devonische Fossilien gefunden wurden, in den etwa 5 Kilometer (quer auf das Streichen) entfernten Eckersdorfer Brüchen aber *Posidonomya Becheri Br.* u. a., wurde zwischen beiden Orten die Grenzlinie durchgelegt und von da in südwestsüdlicher, resp. südwestlicher Richtung dem allgemeinen Schichtenstreichen entsprechend weitergezogen, so dass die Entfernung dieser Grenzlinie von den Diabasvorkommnissen bei Spachendorf, von der Ostgrenze des sehr breiten Diabasvorkommens bei Bärn und endlich den Vorkommnissen von Deutsch-Lodenitz und dem Ecce homo-Bilde zwischen Neuhof und Lippein bei Sternberg stets die gleiche blieb. Zwischen Bennisch und Eckersdorf wurde die Grenze noch genauer durch eine Reihe bedeutender Conglomeratvorkommen markirt, die Römer auch im nördlichen Verlaufe des öfteren als Basis des Culm bezeichnet. Im weiteren südlichen Verlaufe der Grenzlinie aber gibt die Römer'sche Karte keine Conglomeratvorkommen an.

Für die von H. Wolf vorgenommene Abgrenzung von Devon und Culm in dem hier behandelten Gebiete weiss ich in den vielfachen Arbeiten Wolf's nur eine einzige veröffentlichte Notiz[2]) zu nennen. Aber auch diese gibt speciell für das Gebiet der uns hier interessirenden Sudetenausläufer nur ganz flüchtig und allgemein durch die Orte Domstadtl und Olmütz die fragliche Grenze an, und in der schon angeführten Arbeit „Die Stadt und Umgebung von Olmütz“[3]) wird über die Frage der westlichen Culmgrenze gar nicht gesprochen.

Zugleich mit Wolf hatte aber auch Lipold die in Frage stehende Grenzgegend begangen und ist uns eine, wenn auch gleichfalls äusserst magere Notiz Lipold's[4]) erhalten, die besagt, dass die charakteristischen Culmconglomerate, sowie die abweichende

---

[1]) Geologie von Oberschlesien, pag. 48.

[2]) Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1861, Bd. XI, Sitzungsberichte, pag. 20, woselbst ein kurzer Bericht über die Aufnahme des Gebietes zwischen Brünn, Boskowitz und Olmütz veröffentlicht ist.

[3]) Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1863, Bd. XIII, pag. 574 und Sitzungsberichte, pag. 37.

[4]) M. V. Lipold, Bericht über die für den mährisch-schlesischen Wernerverein ausgeführten geologischen Aufnahmen in Mähren im Jahre 1860. XII. Jahresbericht über die Wirksamkeit des Wernervereines. Brünn 1863, und einige Zeilen in den Sitzungsberichten der Anstalt. Jahrbuch 1862, XII, V. 19.

und übergreifende Lagerung der durch diese bezeichneten Schichten — diese allerdings nur in dem, uns hier nicht beschäftigenden Gebiete westlich von Olmütz erweislich — den Anhaltspunkt für die Trennung von Culm und Devon abgeben, dem die Conglomerate fehlen. Allerdings gebraucht Lipold nicht, wie es hier geschehen, den Namen Devon, sondern spricht nur allgemein von Grauwacken, indem er denselben ein silurisches Alter zuspricht, eine Ansicht, welche, von Lipold übrigens ausgesprochen, ehe Römer und Wolf in Schlesien das Devon paläontologisch nachwiesen, für unser Gebiet östlich von Olmütz durch den directen Zusammenhang mit den sicher devonischen Bildungen weiter nördlich ausgeschlossen ist, uns daher auch nicht weiter beschäftigen wird. Dieses sind die zum Theile nur erschlossenen Gründe für die verschiedenartige Abgrenzung von Devon und Culm bei Römer und Wolf, für die dritte, tektonisch so auffällige Variante auf der bisherigen Specialkarte fehlt, wie schon gesagt, jedes erklärende Wort.

Ich selbst hatte 2 Jahre vor den hier besprochenen Aufnahmen, als mich in dem nördlich anstossenden Blatte Freudenthal die gleiche Frage beschäftigte, es für passend gehalten, für den südlichen Theil der Grenzlinie daselbst einigermassen von Römer abzuweichen. Indem ich nämlich Conglomerate bei Altliebe und westlich von Nürnberg, nahe der Kartengrenze gegen das Blatt M.-Weisskirchen fand, wurden diese als Basis des Culm angenommen, während Römer's Grenze hier bedeutend westlich durchgeht. Wie ich nunmehr ersehe, verläuft für diesen südwestlichen Theil des Blattes Freudenthal die Grenze Wolf's aber noch weiter östlich. Diese letztere muss darum, auf dass sie Domstadtl erreiche, wo sie — wie wir oben sahen — Wolf in unser Kartenblatt eintreten lässt, eine sehr scharfe Biegung aus Nordsüd nach Westsüdwest machen, während, wenn sie nahe den Conglomeraten von Altliebe und westlich von Nürnberg läuft, in directer Streichfortsetzung, d. i. nach h 2, mithin in derselben Richtung, in welcher sie von Bennisch ausgegangen, in der Richtung des Generalstreichens unseres Schichtcomplexes auf die Conglomerate bei Domstadtl stösst, welche auch Wolf und Lipold kannten und als massgebend für die Grenzlinie annahmen. Hier konnte ich die Conglomerate vom äussersten nördlichen Punkte der Karte (im breiten Busch), hier nur in losen Blöcken, über die Domstadtl-Herlsdorfer Strasse, den Abhang des Hofberges am linken Ufer der Feistritz, zumal aber an deren rechtem Ufer in der Nähe des Eisenbahntunnels bei der Seibersdorfer Mühle, in diesem Theile von sehr ansehnlicher Mächtigkeit, bis gegen den Gipfel des Niederberges verfolgen. An späterer Stelle wird über den interessanten Zug mehr mitgetheilt werden; hier ist er uns auch darum wichtig, weil aus dem hiermit vergesellschaftetem Schiefer sichere Culmfossilien vorliegen (ich selbst allerdings konnte nur unbestimmbare Stengelreste auffinden), und dadurch das zur Trennung herangezogene stratigraphische Moment der Conglomerate als Basisglied stärken. Bezüglich dieses, von Römer wie von Wolf für die Gliederung der Grauwacke als bedeutungsvoll hingestellten Momentes und seiner Verlässlichkeit für die Sudeten überhaupt habe ich hier bei Schilderung ihrer Ausläufer natürlich nicht zu sprechen, möchte aber doch dies eine betonen, dass Conglomerate im Innern des Culmgebietes des öfteren petrographisch von solchen an der

Basis abweichen, wie es später von denen z. B. bei Gepperzau und Altendorf zu besprechen sein wird.

Nahe den Conglomeraten des Breiten Busches und der Seibersdorfer Mühle lasse ich also die Grenze in's Kartengebiet eintreten. Bedeuteten die Conglomerate östlich von Bennisch sicher und unzweifelhaft die Grenze zwischen dem paläontologisch sichergestellten Devon im Westen und dem Posidonomyenschiefer etc. im Osten, so mussten mir, wenn ich, in dem für unseren Schichtenbau allherrschenden Südweststreichen vorwärts gehend, da und dort auf die gleichen Conglomerate stiess, diese eben dieselbe Grenzlinie markiren. Und ich traf sie genau im Streichen bei Nürnberg, bei der Seibersdorfer Mühle etc. Nahe hiervon hat denn — musste ich schliessen — die Devon-Culmgrenzlinie gezogen zu werden.

Bei dieser Schlussfolgerung konnte es mir ganz irrelevant bleiben, ob die Conglomerate bei Bennisch die Grenze des Culm zum Oberdevon, wie Römer annimmt, oder aber zu tieferen Gliedern des Devons darstellt, wie ich mit Rücksicht auf den *Goniatites lateseptatus Beyr.* als möglich hinstellte.[1]) Die Grenze gegen das Devon überhaupt aber bezeichnen sie zweifellos; im Culm erscheint der genannte Goniatit schon ganz und gar nicht mehr. Doch dies nur nebenbei.

Ueber den Niederberg aber konnte ich in südwestlicher Richtung das Conglomerat nicht verfolgen; Begehungen mehrerer von Giebau ostwärts, also zur Feistritz abgehender Thalrisse, wie des zwischen Spitz- und Mühlberg gegen die Herrenmühle gerichteten, sowie auf der Hochfläche von Giebau selbst liessen fast stets nur die Verwitterungsrückstände von dem, das ganze Paläozoicum der Sudeten hauptsächlich zusammensetzenden Grauwackensandsteine und Schiefer sehen, sie liessen mich die Seibersdorfer Conglomerate nicht wieder finden. Erst da, wo das Grundgebirge 12 Kilometer südwestlich der Seibersdorfer Mühle mit dem Heiligen Berge zur Ebene von Olmütz abfällt, finden sich wieder Conglomerate, mithin sicherer Culm. Die genaue Verbindung dieser mit jenen von der Seibersdorfer Mühle, sowie die Beantwortung der Frage, ob westlich dieser Conglomerate gar keinerlei Culmbildungen überhaupt vorhanden, ist vorerst noch unsicher. Leider lassen uns aber auch andere Kriterien, welche bei der Entscheidung der Frage noch mit in den Calcul gezogen werden könnten, ziemlich im Stich.

Da habe ich zunächst von der Armuth der paläontologischen Ausbeute zu reden; nicht als ob das Kartenblatt M.-Weisskirchen deren überhaupt entbehren würde, liegen ja doch von langer Zeit her wohlbekannte Culmpflanzenfundorte, wie Waltersdorf und Grosswasser, darauf, und auch aus der nächsten Umgebung des Conglomerats von der Seibersdorfer Mühle sind, wie erwähnt, Culmpflanzen bekannt[2]), aber gerade für das unsichere Gebiet um Giebau fehlen alle Anhaltspunkte, denn den einzigen, den ich allenfalls zu nennen hätte, kann ich nicht recht gelten lassen. A. Heinrich schreibt in der Einleitung zu Wolny's heute noch werthvollem Werke „Die Markgrafschaft Mähren (Brünn 1846), resp. zu dessen V. Bande (Olmützerkreis[3])“:

[1]) Reisebericht, Verhandl. 1886, pag. 298.

[2]) D. Stur, Die Culm-Flora des mährisch-schlesischen Dachschiefers. Abh. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1875—1877. VIII. Bd., pag. 1—106, speciell pag. 95—96.

[3]) A. a. O. pag. XV.

„In dem Domeschauer und Giebauer Dachschiefer findet man zuweilen Pflanzenabdrücke.“ Darauf hin könnte man mit ziemlicher Beruhigung die genannten Orte dem pflanzenreichen Culm und nicht dem gar fossilarmen, Pflanzen durchaus nicht führenden mährischen Devonschiefer beizählen. Aber die Nachricht ist auch in der knappen und sehr allgemein gehaltenen Form, wie aus den folgenden Betrachtungen hervorgehen dürfte, höchst unsicher und für unsere Zwecke gar nicht verwerthbar. Es werden nämlich eben diese Pflanzenabdrücke an anderer Stelle (pag. XLV) als „Dendriten“ bezeichnet. Bestärkt wird übrigens die Annahme, dass auch in früheren Zeiten ebenso wenig wie heute, da ich vergebliche Umschau nach Fossilien in den Schieferbrüchen im Schwarzwaldbach (Giebau SWS), sowie in jenen der Umgegend der Domeschauer Mühle hielt, solche gefunden wurden, dadurch, das A. W. Hruschka[1]), der auf Grund von Erfahrungen, welche er durch langjährigen Aufenthalt an Ort und Stelle sammeln konnte, eine bis zum Thal der Feistritz ausgedehnte, geologische Skizze der Umgebung von Sternberg gab, wohl als Erster die Pflanzenreste in der Gegend der Conglomerate von der Seibersdorfer Mühle bekannt machte, aber nichts von solchen aus den anderen genannten Schieferbrüchen zu melden weiss. Um jedoch diesbezüglich möglichst sicher zu gehen, wandte ich mich an das Franzensmuseum in Brünn, dessen Custos seinerzeit A. Heinrich gewesen. Der derzeitige Herr Custos M. Trapp hatte die Freundlichkeit, sämmtliche Fossilkästen des Museums nach diesen, von Heinrich unbestimmt genug genannten Pflanzen oder Dendriten durchzusuchen, leider ohne jeglichen Erfolg. Ebensowenig ergab eine Durchsicht des von Heinrich angelegten Kataloges irgend welche Anhaltspunkte, so dass ich demzufolge die Nachricht von dem Vorkommen von Pflanzenresten bei Domeschau und Giebau als so gut wie nicht vorhanden bezeichnen muss. Noch bemerke ich übrigens, dass auch Beyrich[2]) in seiner öfter noch zu nennenden Studie gleichfalls dieser Nachricht gedenkt, jedoch beifügt, dass „die Beschaffenheit des dort gebrochenen Gesteins ein Vorkommen von Pflanzenabdrücken kaum wahrscheinlich mache“. Mag nun auch dieser von Beyrich angeführte Grund heute, da man aus sudetischen Gesteinen von noch viel höherem krystallinischen Habitus Petrefacten kennt, als hinfällig gelten, so wird man doch wohl mit allem Recht, ebenso wie Beyrich seiner Zeit, die fragliche Nachricht zu vernachlässigen haben.

Auf petrographische Unterscheidungen zwischen Schiefern und Grauwacken der Culmformation einerseits, der Devonformation andererseits aber eine Trennung beider durchführen zu wollen, wäre ein gänzlich unfruchtbares Wagniss, kann man ja nicht einmal sicher tief devonische Grauwacken (nahe den Würbenthaler Quarziten) und solche des Culm stets von einander trennen; vergl. übrigens die unten folgenden petrographischen Mittheilungen. Nur die Diabase in den Hangendgliedern des Devon lassen sich diesbezüglich verwenden. Und da ist denn gleich mit Hinblick auf die Diabase die Frage zu be-

[1]) A. W. Hruschka, Ueber die geognostischen Lagerungsverhältnisse der Gegend um Sternberg. Mitth. der k. k. mähr.-schles. Ges. z. Beförd. d. Ackerbaues etc. 1850, pag. 57 f.

[2]) A. a. O. pag. 38.

antworten, ob, wenn wir die Grenze des Culm im Gegensatze zu Römer, indem wir die Umgebung der Seibersdorfer Mühle als Fixpunkt nehmen, auf eine immerhin nicht unbeträchtliche Strecke weiter gegen Ost verrücken, in der Stellung der Diabasmandelsteine zu der Devonculmgrenzlinie nicht eine unnatürliche Veränderung vor sich geht gegenüber jener gegenseitigen Stellung bei Bennisch, wo die Grenze paläontologisch sicher gezogen werden kann. Dort liegen die devonischen Diabase mit ihren Schalsteinen, Kalken und Eisenerzen von den Conglomeraten der Culmbasis $1^1/_2$ Kilometer im Mittel entfernt, während die Diabasvorkommen, welche für die Abgrenzung auf Blatt M.-Weisskirchen in's Spiel kommen, die auf dem südwestlichen Theile des Blattes Freudenthal befindlichen von D.-Lodenitz und dem Ecce homo-Bilde, sowie jene bei Sternberg (Blatt Olmütz) von den Seibersdorfer Conglomeraten 8 Kilometer entfernt sind. Doch schwindet dieses Missverhältniss zwischen dem jedenfalls einheitlichen Zuge der Diabase (von Sternberg angefangen bis hinauf nach Bennisch und Zossen) zur Devonculmgrenze, wenn wir die analoge Entfernung in's Auge fassen, wie sie bei Bärn vorhanden ist. Indem hier der Diabaszug sehr bedeutend anschwillt, zeigt da auch die Römer'sche Karte immerhin eine Entfernung der Westgrenze des Diabases zur Grenzlinie der beiden Formationen von etwa 5 Kilometern. Aber noch scheint mir ein Moment vorhanden, welches dieses scheinbare Missverhältniss aufhebt, indem noch im Hangenden der Diabase von Deutsch-Lodenitz Bildungen auftreten, die ich nur in's Devon zu stellen weiss. Ich habe nämlich bei den Grenzbegehungen auf Blatt Olmütz in dem Gebiete zwischen Sternberg und Domeschau im Hangenden der Diabase schieferige, schwarze Kalke, z. B. in dem Hohlwege westnordwestlich von der Côte 409, dann bei dem Wirthshause im Alleschgrunde gesehen, und es ist gewiss, dass den Kalken hier sogar eine bedeutende Mächtigkeit zukommt, wie sie denn vor Zeiten sogar schwunghaft abgebaut wurden.[1]) Wie ich mich überzeugen konnte, zeigt der Kalk im Hohlwege gegen die Côte 409 ein mit den übrigen Gliedern concordantes Streichen (nach h 2) und Verflächen (nach Südost unter nicht steilem Winkel).

Und dass wir nun die Kalke, welche auf dem Nachbarblatte sich so sehr gegen unser Domeschau heraufziehen und die von der Wolf-Lipold'sche Aufnahme übrigens auch verzeichnet wurden, wenn sie auch die Fötterle'sche Karte überging, dass wir diese Kalke nur in's Devon stellen können, kann nach den Erfahrungen in Schlesien als sicher bezeichnet werden. Der Mangel des Culm an Kalkeinlagerungen, der für den Culm der mährisch-schlesischen Sudeten gegenüber fremden Culmgebieten, schon jenen Niederschlesiens, bezeichnend ist — von dem übrigens mir noch unsicheren Vorkommen am Steinhügel bei Seitendorf in Schlesien abgesehen, ist mir kein Kalk im mährisch-schlesischen Culm bekannt, weder aus eigener Anschauung, noch aus der Literatur[2]) —

[1]) Wolny, a. a. O. pag. 413. „Die grossen Kalksteinbrüche, welche in der nördlichen Abdachung gegen Sternberg bei diesem Domeschau in der Vorzeit bestanden, sind (d. i. 1846) erschöpft und die Kalköfen verfallen."

[2]) Nur der Vollständigkeit halber erwähne ich die folgende, übrigens ganz bedeutungslose Notiz, indem sie gerade das hier besprochene Gebiet betrifft: „Bei Braslawitz (Praslawitz, südlich von Gr.-Wisternitz) aber ist Kalkstein als Strassenschotter,

einerseits, das Vorhandensein von Kalklagern gerade in den hangenden Partien des schlesischen Devon in der Nachbarschaft der Diabase, wie in der Gegend von Bennisch-Spachendorf, andererseits, veranlassen mich, auch bei Abwesenheit von Fossilien die Kalke bei Domeschau in's Devon zu stellen. Damit sind wir aber den Seibersdorfer Conglomeraten schon wesentlich nahe gekommen, das Missverhältniss, von dem wir sprachen, ist geschwunden.

Wenn ich aber soeben von dem concordanten Verlaufe der Kalklager sprach, so geht es auch nicht an, der Devon-Culmgrenzlinie in dieser Gegend die Gestalt zu geben, wie sie auf der mit der Hand colorirten Specialkarte sichtbar ist. Schon oben erwähnte ich, dass wahrscheinlich durch Fötterle hier eine, weit in den Culm einspringende Devonpartie eingezeichnet ist, so zwar, dass in der Richtung auf Domeschau die Devon-Culmgrenze nach Südost streicht. Das regelmässige Streichen der Kalke und Schiefer des ganzen Gebietes erfordert, dass auch die Grenzlinie dem allgemeinen Streichen, d. i. nach Nordost-Südwest, folge. Störungen, Veränderungen im Streichen scheinen nach Lipold wohl westlich von Sternberg einzutreten, auch östlich von Giebau werden wir sie local wahrnehmen, hier aber sind sie mir nicht bekannt geworden, und darum können wir kaum anders als von dem einmal gegebenen Punkte nahe der Seibersdorfer Mühle in einer dem Hauptstreichen aller Schichtglieder entsprechenden Richtung die Grenzlinie weiter nach dem zweiten Fixpunkte, im Hangenden der Kalke von Domeschau ziehen.

Dass diese letztere, wie ich hier noch einschalte, in Folge ihrer Schiefrigkeit sich einigermassen unterscheiden von den völlig sicher devonischen, massigen Kalken nahe den Diabasen von Sternberg u. a. O., braucht bei dem regen Wechsel derartiger Bildungen wohl nicht aufzufallen.

Doch die möglichst genaue Fortsetzung der gesuchten Grenze ist hiermit noch immer nicht gefunden, der Fixpunkt „im Hangenden der Kalke" ziemlich allgemein. Wir haben nunmehr nachzusehen, ob wir mit Hinblick auf die Tektonik des in Frage kommenden Gebietes die Frage sicherer zu beantworten in der Lage sind. Es wird gestattet sein, dass ich hier sofort die tektonischen Verhältnisse des ganzen uns hier beschäftigenden Devon-Culmgebietes zusammenfasse.

Da ist denn zuvörderst wieder und wieder hervorzuheben, dass die oft gehörte Annahme, die paläozoischen Bildungen des Niederen Gesenkes zeigen durchgehends ein nach Südost bis Ost gerichtetes, das ist von den krystallinischen Schiefern des Hohen Gesenkes abgewendetes Einfallen ihrer Schichten, nicht zutrifft, dass hingegen auch auf Blatt M.-Weisskirchen der östliche Rand der sudetischen Scholle ein weit verfolgbares westwärts, respective nordwestwärts gerichtetes Verflächen aufweist. Dass sich bereits in Gegenden, welche noch weit entfernt von der Ostgrenze der Sudeten sind, also noch Gliedern des Devons angehören, local Westfallen einstellt, habe ich

welcher der Sage nach in den nächstliegenden Hügeln gebrochen wird", schreibt Graf J. Mittrowsky (Beitr. z. mähr. Miner. 1792 in Joh. Meyer, Sammlung physikal. Aufsätze, Dresden, pag. 233). Es ist mir völlig sicher, dass dieser Kalk von dem unweiten Devon von Grügau im Marchthale stammte.

gelegentlich der Aufnahmen des Jahres 1886 [1]) hervorzuheben Gelegenheit gehabt, dass dieses dort aber erst ausnahmsweise Verflächen in West zur Regel wird, habe ich im Jahre darauf für den Ostrand der Scholle in der Gegend von Troppau erweisen können. [2]) Ein grosser Theil der Culmformation zeigt dort dieses westliche Einfallen; der äusserste Ostrand aber ist überdies — in der Richtung auf die Ostrauer Kohlenmulde zu — durch ein zweites tektonisches Moment bezeichnet: Der Winkel, unter dem die Schichten sich neigen, ist ein ungemein kleiner, nicht selten herrscht ganz söhlige Lagerung. Als eine nicht ganz seltene Störung derselben wurde aber hervorgehoben, dass die Bänke plötzlich und unvermittelt sich steilstellen, so dass dann und wann eine söhlige Grauwackenbank ganz plötzlich, und ohne dass ein Bruch erfolgt, unter rechtem Winkel einschiesst.

Ueber die Tektonik des Blattes M.-Weisskirchen lag keinerlei Beobachtung vor; nur an der einen schon besprochenen Stelle zeigte die früher von der Anstalt ausgegebene Karte einen unregelmässig in das Culmgebiet vorspringenden Keil von Devon, für welchen dem zu Folge ein von der allgemeinen Streichregel der mährisch-schlesischen Sudeten abweichendes, etwa Nordwest-Südost gerichtetes Streichen zu erwarten war. Dass ich ein solches in der bezüglichen Gegend — es wäre dies zunächst das Dorf Domeschau — nicht wahrnehmen konnte, wurde schon erwähnt. Es wurde darum auch dieser Keil, der so wenig der Tektonik im sudetischen Paläozoicum entsprach, fallen gelassen. Betreten wir in der äussersten nordwestlichen Ecke unser Kartenblatt, so können wir sofort an den folgenden Punkten das unveränderte Nordoststreichen wahrnehmen: Des öfteren längs des von Tscheschdorf kommenden gleichnamigen Baches und nach der Vereinigung desselben mit dem Luschnitzerbache, der auch schon in seinem oberen Laufe, z. B. beim unteren Sauerbrunnen, das gleiche Streichen entblösst hatte; an der Luschnitz folgen die vielen Aufschlüsse alter Schieferbrüche, die überall ein fast bis auf die Stunde gleichartiges Schichtstreichen zeigen; da, wo gegenüber der Domeschauer Mühle der Weg nach Domeschau hinaufführt, sehen wir über dem Waldausgang gleichfalls ein nach Ost-Nordost gerichtetes Streichen — dies der Punkt, der dem fraglichen Gebiete von Domeschau am nächsten. Und ebenso im untersten Waldgebiete des gleichen, sodann Bielkowitzer Bach genannten Thallaufes und östlich in den Nebenschluchten hinauf zur weiten Hochfläche, die von Petersdorf über Giebau (hier am breitesten) gegen den Heiligen Berg sich ausspitzend hinzieht. Ueberall sehen wir ein Streichen nach Nordost, ein Verflächen nach Südost.

Bald dagegen stossen wir auf das entgegengesetzte nordwestwärts gerichtete Einfallen der Schichten; beiläufig östlich einer durch die Punkte: Hälfte des Weges zwischen Petersdorf und Domstadtl, Adlerberg bei Giebau und Obere Baude in der Richtung auf Dolein zu, östlich einer also bezeichneten Linie treffen wir nordwestwärts fallende Grauwacken und Schiefer. Dieses Verflächen bleibt gegen Osten eine Weile das herrschende, im Allgemeinen bis herab zu dem tief

[1]) Verh. 1886, pag. 300.
[2]) Verh. 1887, pag. 269.

eingeschnittenen Thale des Feistritzflusses. Verfolgen wir dieses landschaftlich so pittoreske Thal, dessen schlechter Thalweg des öfteren über den Fluss führt und das erst durch den Bau der durch Felsen gesprengten mährisch-schlesischen Centralbahn dem Verkehre erschlossen wurde. Gleich in der nächsten Umgebung von Domstadtl sehen wir am rechten, westlichen Ufer noch westfallende Schichten, während der Felsenaufschluss beim Bahnhofe, d. i. am jenseitigen Ufer, bereits wieder Ostfallen zeigt. Weiter südwärts schreitend sehen wir allerdings dieses südöstliche Fallen auch bereits auf das rechte Ufer herübergreifen (gegenüber der Seibersdorfer Mühle). So bleibt es, wenn wir den unzähligen Windungen folgen, in denen der mächtig werdende Fluss durch das Felsgeklüft seinen Weg findet. Aber etwas unterhalb der auf Domstadtl folgenden Eisenbahnstation Grosswasser und von da, bis wir bei Gr.-Wisternitz die Aufschlüsse, die uns der Fluss, und die uns der Eisenbahnbau geschaffen, verlassen, scheint auf der Westseite des Thales das westwärts gerichtete Einfallen vorzuherrschen, wie auf dem jenseitigen Thalrande das östliche und südöstliche Einfallen fast ausnahmslos vorhanden ist. Es hat somit den Anschein, als entspräche der Feistritzlauf, welcher sich ziemlich im Schichtstreichen, wenigstens in Theilen seines Verlaufes bewegt, dem Scheitel einer Antiklinale oder besser, indem eben nur Theile im Streichen verlaufen und wir einzelne Schieferzüge vom rechten zum linken Ufer werden verfolgen können: in Theilen des Feistritzthales hat sich das Wasser in den Scheitellinien von Sätteln seinen Weg gesucht. Die südöstliche Schichtneigung bleibt dann, wenn wir vom Feistritzthale zur eintönigen Hochfläche von Liebau, Epperswagen und Habicht aufsteigen, herrschend.

Wir haben somit ein äusserstes nordwestliches Gebiet mit dem südöstlichen Einfallen, etwa bis zur Plateauhöhe von Giebau (8 Kilometer breit), ein weiteres bis herab zum Feistritzthale reichendes Gebiet mit nordwestlichem Verflächen (wenig über ein Kilometer breit) und ein weites Gebiet, worin das Ostfallen sich einstellt, durch den Lauf der Feistritz ziemlich scharf von dem zweiten getrennt und das dann ostwärts lange anhält.

Wie sind nun diese im Felde gemachten Beobachtungen zu deuten und lässt sich auf Grund derselben etwas über die Abgrenzung von Devon und Culm sagen?

Wir sehen zunächst nach, wie es mit der Fallrichtung der als sicherer Culm gedeuteten Conglomerate bei der Seibersdorfer Mühle steht. Wir kennen zwei durch wenig mächtige Schieferzwischenlagen getrennte Partien daselbst; für die obere konnte ich, sowie für die Streichfortsetzung im Breiten Busch (lose Massen) ein Streichen und Fallen nicht abnehmen; die untere Partie bei der Mühle aber zeigt Südostfallen und das Gleiche sieht man im Schiefer zwischen den beiden Partien. Es ist hier jene Stelle, wo das sonst mehr auf das linke Feistritzufer beschränkte Ostfallen auf die andere Thalseite herübergreift.

Unmittelbar nordwestlich der oberen Conglomeratpartie, also am Südfusse des Hammerberges und unterhalb Domstadtl, haben wir das Nordwestfallen der so wenig mächtigen zweiten Zone.

Rechnen wir nun nur das Conglomerat selbst und nicht die geringste Partie nordwestlich hiervon zum Culm, so ergibt sich Folgendes: An das Devongebiet, das in regelmässigem Südostfallen in's Kartenblatt

eintritt, und dessen äusserste Grenzpartie lediglich in entgegengesetzter Richtung sich neigt, lehnt sich — wieder für ein weites Gebiet — ostfallender Culm. Rechnen wir aber die so wenig mächtige Schieferpartie westlich des Conglomerates, an der wir soeben Nordwestfallen beobachteten, auch schon zum Culm, so hätten wir dann ausschliesslich südostfallendes Devon und daran den gleich zu einer Antiklinale aufgewölbten Culm, in dessen höheren Partien erst das lediglich nach der einen, südöstlichen Seite gekehrte Verflächen sich einstellt. Und indem wir in den sicheren, conglomeratischen Culmlagen des Heiligen Berges und seiner Umgebung nördlich gegen Dolein und Weska, des anderen Fixpunktes, auch Westfallen haben, während die Grauwacken und Schiefer nördlich hiervon, angefangen etwa vom untersten Hange des Bielkowitzer Bachufers und darüber hinaus alle Ablagerungen bis zu den Kalken und Diabasen bei Domeschau und Lippein durchwegs nach Südost fallen, müssen wir wohl die zweite Deutung annehmen und demzufolge die Devonschichten ausschliesslich ostwärts einschiessen lassen, während der Culm da anhebt, wo die Schichten in entgegengesetzter Richtung sich neigen. Die Breite dieses ersten Culmstreifens mit Westfallen, des Westflügels der ersten Culmantiklinale ist nicht ganz gleich, sie ist im Norden geringer als im Südwesten.

Wenn wir in diesem Sinne noch die kleine Schieferpartie westlich des Seibersdorfer Conglomerats dem Culm zurechnen, verfahren wir übrigens kaum anders als etwa bei Bennisch, wo ja auch westlich des Conglomerates eine kleine Grauwackenpartie von den Schalsteinen, Diabasen etc. abgetrennt und zum Culm gestellt wird.

Es stimmen aber auch die tektonischen Verhältnisse: Südostfallendes Devon, sofort westwärts umschlagender Culm, der erst nach etlicher Schichtenfolge wieder zu dem einseitigen Verflächen in Südost übergeht, hier wie dort. Wohl lässt sich aus diesem, die Grenze markirenden entgegengesetzten Einfallen noch nicht das Dasein einer Discordanz erschliessen, für welche in einem so aufschlussarmen Waldgebiete, wie gerade im Verlaufe dieser ganzen Grenzlinie, stricte Beweise wohl überhaupt schwer zu erbringen sein dürften. Aber dieser immerhin auffällige Wechsel der Fallrichtung ist bei Bennisch ebenso wahrzunehmen; er ist dort auch schon Stur auffällig geworden, der gelegentlich einer Excursion dahin 1866 schrieb[1]): „Längs der westlichen Grenze des Culm in einiger Entfernung von den Schalsteinen treten Unregelmässigkeiten im Fallen ein, die überraschen und nicht durch ein einfaches Ueberkippen der steilstehenden Schichten nach Ost oder West zu erklären sind“ (a. a. O. pag. 432).

Indem somit an so manchen Punkten der Devon-Culmgrenze diese auffälligen Lagerungsstörungen sich einstellen, welche, wie gesagt, hier nicht direct als Discordanz gedeutet werden können, wie wir sie Lipold für die gleiche Grenzlinie im Gebiete westlich von Olmütz angeben sahen, Lagerungsstörungen, die wir zugleich mit dem häufigen Auftreten der Transversalschieferung und einer grossen Menge von Quarzausscheidungen im speciellen Theile genauer kennen lernen

[1]) D. Stur, Eine Excursion in die Dachschieferbrüche Mährens und Schlesiens und in die Schalsteinhügel zwischen Bennisch und Bärn. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1866, Bd. XVI, pag. 430—442.

werden, müssen wir wohl in dem Vorhandensein dieser Störungen des tektonischen Baues auch in unserem Gebietsantheile eine Bekräftigung finden für die Richtigkeit unserer Grenzlinie. Diese hat demnach genau folgenden Verlauf: zwischen Domstadtl und Petersdorf, Westende des Jungwaldes gegen den Adlerberg, knapp östlich von Giebau, dann herüber auf die westliche Abdachung des Giebauer Plateaus und herab etwa in der Mitte des Schwarzwaldbaches und weiter ziemlich parallel westlich der Strasse bei den Baudenwirthshäusern, wo westsüdwestlich der unteren Baude das Kartenblatt verlassen wird.

Die genaue Fixirung dieser Grenzlinie hat mir viele Mühe gekostet; bei Berücksichtigung aller nur möglichen verwerthbaren Kriterien, also in erster Linie der Conglomeratnähe, der Lagerungsstörungen in zweiter Reihe, glaubte ich schliesslich nach bestem Wissen und Gewissen die obige Grenze vorschlagen zu müssen.

Es sei gestattet, die Darstellung der tektonischen Verhältnisse fortzusetzen.

Das Südostfallen, das wir für den Culm beiläufig mit dem linken Feistritzufer sich einstellen sahen, währt nun bis nahe dem Rande der Sudeten an der Beczwa und Oder. Steigen wir vom oberen Feistritzthale zur Hochfläche von Liebau, Waltersdorf und Epperswagen, zu dem so aufschlussarmen Hochwaldgebiet des Odergebirges und überschreiten wir das Thal der jugendlichen Oder selbst, um zu dem neuerlichen Hochflächengebiete in der Richtung auf Sponau und die alte Triangulirungspyramide des Huthberges (642·8 Meter) aufzusteigen und wandern wir im Hügelgebiete südwestlich der Tiefenlinie von Daskabat bis etwa Gr.-Aujezd und Trschitz, überall zeigen die spärlichen Aufschlüsse ein gleichförmiges Südostfallen. Ausnahmen von dieser Regel stellen sich, meinen Beobachtungen zu Folge, eigentlich nur längs des jugendlichen Oderflusses ein, wo auf der Strecke von der Neueigner Mühle bis zum Umbug der Oder nördlich von Rudelzau etliche Male ein Nordwestfallen sichtbar wird; erscheint dies auch zumeist auf die Westseite beschränkt, so sind die diesbezüglichen Beobachtungen doch wohl zu ungenügend, um daraus mit Sicherheit eine Analogie zu den tektonischen Verhältnissen des vorher studirten Paralleithales, der Feistritz ableiten und die Auffassung vertreten zu können, dass das Thal der jugendlichen Oder, als im Streichen der Schichten gelegen, zum Theile an der Stelle einer localen Schichtenwölbung seinen Platz gefunden. Derartige locale Abweichungen von dem im Allgemeinen herrschenden Bau dieses Gebietes fehlen überhaupt keineswegs gänzlich. Sie sind es, welche die Frage, ob den Schieferzügen innerhalb der herrschenden Grauwacke eine eigene Tektonik zukommt, etwa in der Art, dass sie stets Sätteln entsprechen, so schwierig gestaltet, indem sie manchmal dafür, manchmal dagegen sprechen. Hiervon wird unten bei Besprechung der Schieferzüge zu verhandeln sein; hier gilt es nur die Hauptzüge der Tektonik des ganzen Grauwacken- und Schiefergebietes.

Die Grenze gegen das nun folgende Randgebiet genau zu bezeichnen fällt ziemlich schwer. Denn eben dieses Randgebiet wird zunächst eingeleitet durch eine Uebergangszone, in der Ost- und Westfallen miteinander wechseln. Erst der äusserste, schmale Randtheil gegen die Beczwa-Oderdepression weist nur das alleinige Nordwestfallen auf. Im

Allgemeinen können die oben angeführten Ort- und Höhennamen die Grenze beiläufig bezeichnen. Mit aller Sicherheit lässt sich jedoch aussprechen, dass die äusserste Randzone, angefangen von Kl.-Lhota im Südwesten und sodann längs des ganzen, orographisch so markanten Steilabsturzes vom Schlosse von Weselitschko angefangen über Unter-Aujezd, Podhorn, dann in dem unauffälligen Höhenrücken zwischen Beczwa und Oder und dann herab zu dem wieder durch den Steilabsturz charakterisirten Luhabache (als der Fortsetzung der Beczwafurche) und endlich bei Odrau zur Oder selbst, dass diese Randzone nordwestliches Einfallen zeigt. Die Breite dieser Randzone ist in der Richtung auf Bodenstadt am grössten, etwa zehn Kilometer.

Der Grad der Neigung ist innerhalb der geschilderten Zonen ein recht verschiedener; eine Gesetzmässigkeit scheint mir in keinerlei Weise vorhanden. Ich betone dies zumal mit Hinblick auf die äusserste Randzone, in deren Fortsetzung (westlich von Ostrau) eine so ausserordentlich flache Lagerung zu beobachten war. Dies trifft hier nur zum Theile zu; ein weites Gebiet im Osten, von der mittleren Feistritz östlich, ist gleichfalls durch eine fast söhlige Lagerung ausgezeichnet, aber nebst vielfachen, nicht blos auf die ja vielfach steiler gestellten Schieferlagen beschränkten Ausnahmen in diesem Gebietstheile sehen wir im südwestlichen Theile des Randes diese fast söhlige, schwach gegen Nordwest geneigte Lagerung sehr zurücktreten. Wo aber die sehr flache Lagerung im Ostflügel der ersten Culmantiklinale, wie in der Gegend von Liebau sich einstellt, erklärt sie uns die Mächtigkeit desselben gegenüber dem steiler gestellten Westflügel bei Domstadtl etc. Die Thatsache aber bleibt die gleiche hier wie zwischen Troppau und Ostrau, dass die Sudeten mit einer Schichtenneigung ihr Ende erreichen, welche der im Allgemeinen vorherrschenden entgegengesetzt ist.

Aber es erscheinen ja, wie schon einleitend gesagt wurde, noch jenseits der orographisch so scharfen Grenzlinie der Beczwa etliche Bildungen, die geologisch den Sudeten angehören. Es ist dies die Culminsel des Malinikwaldes; auch sie zeigt nordwest- bis westfallende Schichten. Demnach muss das nordwestliche Einfallen, dem der Sudetenrand von Ostrau bis Prerau treu bleibt, wohl einer bedeutungsvollen tektonischen Ursache sein Dasein danken. Das Thal der Beczwa entspricht nämlich einer ganz scharfen Depression, welche im Streichen dieser, regelmässig im äussersten Ostrande der Sudeten sich einstellenden, flach nordwestwärts gerichteten Umkippung der Schichten gelegen ist. Es ist nur mehr der westliche Flügel einer grossen Antiklinale erhalten, der östliche fehlt. Man mag darum nicht fehl gehen, wenn man die Beczwa-Oderfurche einem Längsbruche vergleicht, an dem für einen Theil ihres Verlaufes (Oder) der östliche Rand dieser äussersten sudetischen Schichtenserie abgesunken ist. Die oben erwähnten, zwischen Troppau und Ostrau wahrgenommenen Erscheinungen, die im Kleinen Flexuren entsprechen mögen, fügen sich dann ungezwungen dieser Vorstellung ein; wir werden ganz ähnlichen Erscheinungen aber auch in dem flachgelagerten, hier geschilderten Gebiete begegnen.

Längs der Beczwa-Oderfurche finden sich ferner die merkwürdigen Inseln weit älterer Bildungen, deren etliche meine Collegen v. Tausch und Uhlig, deren zwei ich selbst zu schildern habe. Ohne

hier vorgreifen zu wollen, muss ich nur das Eine hervorheben, dass in jenem Gebiete des von mir kartirten Culmrandes, welcher diesen beiden Devoninseln von Radwanitz und Sobischek zunächst liegt, Störungen in der sonst ziemlich ruhigen Lagerung sich häufen. Es ist dies das sehr beschränkte Gebiet zwischen Gr.-Lasnik etwa, Pentschitz und Kl.-Lhota. Nicht etwa das Schwanken zwischen Ost- und Westfallen, wie wir es sahen, ehe die äusserste Culmrandzone erreicht ist, wirkt hier befremdend, sondern die Thatsache, dass auch die sonst so gleichmässige Streichrichtung hier bedeutenden Schwankungen unterworfen ist.[1]) Wenn ich hier bemerke, dass ich den gleichen Schwankungen der Streichrichtung in der Nähe der analogen Marchinseln (Krtschmann-Grügau) nicht begegnete, sowie dass auch die ausser meinem Gebiete befindlichen Inseln von Mährisch-Weisskirchen sich ebenso negativ verhalten, hätte ich das thatsächliche Material erschöpft. Weiter unten, wo ich von diesen Inseln selbst werde zu sprechen haben, wird deren Tektonik noch zu streifen sein. Hier galt es nur jene des geschlossenen paläozoischen Grundgebirges zu schildern.

Petrographie des Devon-Culmgebietes.

Die an der Zusammensetzung des Devon-Culmgrundgebirges betheiligten Gesteine sind: Grauwacken, Conglomerate und Thonschiefer.

Die Grauwacken sind meist feste, mittelkörnige Sandsteine, die neben Quarzstückchen vielfach andere Mineralbruchstücke enthalten.

Das Bild, welches mikroskopische Präparate der Grauwacke bot, war in mancher Beziehung nicht ohne Interesse. Wenn ich dieses hier schildere, so wird hiermit keineswegs der Zweck verfolgt, über die petrographischen Details eines jeden in der Grauwacke eingeschlossenen Geröllstückes, die darin enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse etc. ausführlich Rechenschaft zu geben, sondern es soll in erster Linie auf die Frage nach dem Cement Rücksicht genommen werden, welches die einzelnen Stücke verkittet. Römer nennt dieses, wenigstens für die Culmgrauwacken, ein kieselig-thoniges, wie die Beobachtung mit freiem Auge in der That kaum anders ergeben kann. Im Dünnschliff[2]) erkennt

[1]) Dass local auch im Innern des sudetischen Grundgebirges Fälle eines vom herrschenden Streichen abweichenden nicht ganz fehlen, sei hier noch bemerkt. Für diese Fälle stets eine Deutung zu geben, fällt in einem so wenig aufgeschlossenen Waldgebirge äusserst schwierig und ich muss mich begnügen, diese Fälle zu nennen. Bedeutungsvoll ist es, dass es sich hierbei fast stets um Veränderungen des Streichens aus der herrschenden nordöstlichen Richtung in die entgegengesetzte nach Nordwest handelt, aus der des Erzgebirges in die des Frankenwaldes oder herzynische. So werde ich des aus dem herrschenden nordöstlichen in das südöstliche umschlagenden Streichens in dem südöstlich von Giebau nach Grosswasser führenden Thale zu gedenken haben. Gleichfalls etwas länger andauernd begegnen wir der gleichen Störung im Höllengrund zwischen Schlok und Podhorn, während auf dem Gipfel des Hradiskoberges und a. a. O. es sich nur um räumlich untergeordnete Fälle handelt.

[2]) Es wurden Grauwacken von folgenden, über das ganze Kartengebiet ziemlich gleichmässig vertheilten Punkten untersucht: Petersdorf, Einmündung des Schwarzwaldin den Bielkowitzer Bach (devonisch), Heiliger Berg, Czechowitz, Calvarienberg bei Gr.-Teinitz, Krtschmann, Sobischek, Teufelskanzel (südwestlich von Poschkau) und Schlok (Culm).

man aber, dass es weit vorwaltend auskrystallisirte Massen sind, welche die Gerölle verbinden. Welcher Art diese letzteren auch immer sein mögen, ob sie dem vorherrschenden Quarze, dem reichlich vertretenen Plagioklas oder dem seltenen Orthoklas angehören, oder ob es schliesslich Schuppen von Muskovit und Biotit seien — stets beobachtet man, wie eine grosse Zahl von kleinsten Säulchen oder Stengeln, selten ganz unregelmässigen Läppchen von lichtgrüner Farbe sich um die Gerölle herumlegt. In den meisten Fällen sieht man, wie die vielen einzelnen Bestandtheile dieses Kranzes normal an die Begrenzungsfläche des klastischen Kornes angeheftet sind, so dass man an das Bild erinnert wird, wie es ein in Eisenfeilspähne getauchter Magnet bietet. Daneben sieht man aber auch mehr regellos an die Kornwände sich anschmiegende Stengel. Und indem die gleiche Erscheinung, wie erwähnt, bei allen verschiedenen Geröllstücken — ob Quarz, ob Feldspath — sich beobachten lässt, ist es ganz zweifellos, dass wir es mit einem Ankrystallisiren zu einer Zeit zu thun haben, da die von Wasser abgerollten Bruchstücke bereits so nebeneinander lagen, wie wir sie heute in der verfestigten Grauwacke vor uns sehen. Hinsichtlich der mineralischen Natur dieser lichtgrünen Stengel dürften folgende Beobachtungen einen Schluss möglich machen, einen Schluss, der mir, wenngleich es sich um Untersuchungen mit einer Vergrösserung von 1 : 600 handelt, doch ein reeller zu sein scheint. Wir sehen zunächst mit den an die klastischen Körner angehefteten Haarbüscheln von lichtgrünen Säulchen und Stengeln, seltener nur nadelförmigen Gebilden, auch grössere Lappen der gleichen Substanz vergesellschaftet, die dann, in grösserer Entfernung von dem unmittelbaren Kornrande, auch allein erscheinen. Eben diese einigermassen grösseren lichtgrünen, in diesem Falle meist sehr lichtgrünen Läppchen zeigen dann nicht selten eine sehr feine Schuppentextur und in diesem Falle die lebhaften Aggregatpolarisationsfarben, wie sie der Muskovit, zumal in der als Sericit bezeichneten Ausbildung, und das ist ja eben die feinschuppige, bietet. Nicht selten erkennt man auch noch innerhalb dieser Läppchen einzelne deutliche Stengel. Was das optische Verhalten der zuerst angeführten krystallisirten und krystallinischen Formen betrifft, so konnte ich bei der grossen Kleinheit derselben nur soviel erkennen, dass manche wenigstens die Andeutung einer geraden Auslöschung zeigen; im Allgemeinen aber reagiren sie auf polarisirtes Licht nur sehr unvollkommen. Auch die Absorption ist stets eine sehr unbedeutende.

Aus diesen meinen Beobachtungen glaube ich ableiten zu dürfen, dass die lichtgrünen Säulchen, Stengel, Läppchen und Schuppenaggregate genetisch zu einander gehören und als Muskovit zu bezeichnen sind, der somit hier das die einzelnen verschiedenartigen klastischen Körner allseits umrandende und verbindende Element ist.

Er ist aber nicht das ausschliessliche Cementelement. In innigster Verbindung mit dem Muskovit, und zwar auch schon mit den, die Kornränder umgrenzenden oder aber in Spalten und Rissen der Körner angesiedelten Säulchen und Stengeln, sind Körner eines Minerals nicht selten, das ich nach der starken Lichtbrechung, sowie nach der bezeichnenden weckenähnlichen Form und den oft sichtbaren lebhaften Polarisationsfarben als Epidot bezeichne. Aus der unmittelbaren Ver-

gesellschaftung mit den ganz offenbar neugebildeten Muskovitsäulchen folgt aber wohl auch die gleiche Entstehung für den Epidot. Dass die an klastische Körnerform erinnernde Umgrenzung nicht dagegen zu sprechen braucht, lehrt ja sofort ein Blick auf die ganz analoge äussere Form gewiss nicht klastischer Epidote in krystallinischen Schiefern etc. Und endlich sah ich in einem Dünnschliffe (Einmündung des Schwarzbach in den Bielkowitzer Bach) wohl das gleiche weingelb gefärbte Mineral auch in einer deutlich ausgebildeten schlanken Säulenform zu einem Säulenbüschel vereint mit den weckenartigen Formen. Eine andere Bewandtniss dürfte es aber theilweise mit einem anderen Elemente haben, wie es in manchen Fällen an der Zusammensetzung dieses Cements betheiligt scheint. Dort nämlich, wo das Cement auf grössere Erstreckung hin allein auftritt, erscheinen nicht mehr blos die Läppchen und — diese zurücktretend — die noch deutlich krystallinischen Elemente des Muskovits und die spärlichen Körner des Epidots, sondern wir sehen auch kleine Körner eingestreut, die sich als Quarze zu erkennen geben. Diese darauf hin nun etwa auch als neugebildet zu betrachten, scheint mir nicht zutreffend; vielmehr möchte ich in diesen klastische nur wesentlich kleinere Körner von Quarz erblicken. Die abgerollte Form ist hier ja etwas genetisch gänzlich Anderes denn die Weckenform des Epidots; die anderen Kriterien, welche von Grauwacke-Specialisten für die Unterscheidung von authigenem und allothigenem Quarz mitgetheilt wurden, können schon allein mit Rücksicht auf die Kleinheit dieser besprochenen Körner nicht berücksichtigt werden. Endlich aber, und auch diesmal wieder in Dünnschliffen eines und desselben Vorkommens, erscheint das Cement noch in einer weiteren Form. Es ist diese recht schwierig zu deuten: Wir sehen auf ein buntes Allerlei herab, in dem das Auge allmälig die ihm schon vertraut gewordenen Läppchen, Säulchen, Stengel von lichtgrünem Muskovit neben Körnern von Epidot entwirrt; doch all diese winzigen Elemente liegen vereint mit dunklen, feinsten Theilchen von klastischem Staub, wie es scheint, selbst wieder in einer Art von Cement- oder Grundmasse; welcher Art diese ist, möchte ich mit Hinblick darauf, dass diese genannten Einzelnelemente das Cement selbst kaum irgendwo deutlich sehen lassen, nicht mit aller Sicherheit beantworten. Am wahrscheinlichsten ist mir noch die Quarznatur; optisch verwerthbare Merkmale konnte ich keine auffinden, nur dürfte es eine amorphe Masse nicht sein, indem man manchmal Polarisationsfarben wahrnimmt, die allerdings nie sehr lebhaft sind. Ob etwa auch Calcit mit im Spiele, wage ich weder zu bejahen, noch zu verneinen. Ich erwähne dies ausdrücklich mit Hinblick darauf, dass Calcit in den von Klemm[1]) u. A. studirten, psammitischen Gesteinen als Cementbildner, auch zugleich mit Quarz, eine oft nicht unbedeutende Rolle spielt, während ich demselben in der hier geschilderten Grauwacke diese Rolle nicht zutheilen konnte. Die letzterwähnte Ausbildung des Cements erinnert übrigens einigermassen selbst wieder an eine besonders dichte Ausbildung eines psammitischen Gesteines, so dass ich anfänglich geneigt war, einen klastischen Einschluss einer besonders feinkörnigen Grauwacke anzunehmen; es wären dann die kleinwinzigen

[1]) Gust. Klemm, Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine. Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft. 1882, XXXIV. Bd., pag. 771—808.

Quarzbestandtheile derselben eben durch die Säulchen etc. in der gleichen Weise wie in den Grauwacken selbst verkittet anzunehmen. Der Umstand, dass ich aber eine allmälige Verbindung dieser Partie mit der zuvor geschilderten, häufigeren Ausbildungsweise gewahr wurde, lässt mir die oben gegebene Deutung wahrscheinlicher erscheinen.

Etwas, das man lediglich als „thoniges" Cement zu bezeichnen hätte, konnte ich in den untersuchten Grauwacken nicht auffinden. Denn wenn Klemm[1]) die thonigen Bestandtheile dahin definirt, dass sie sich als ein Haufwerk farbloser, winziger Schüppchen, die dem Kaolin oder Glimmer nahestehen, zu erkennen geben, so könnten ja schliesslich allerdings manche der geschilderten Erscheinungsformen als solche bezeichnet werden. Doch wenn man der Ansicht ist, dass diese gegen polarisirtes Licht mehr oder weniger indifferenten Läppchen etc. mit den deutlich krystallisirten Glimmern in genetischem Zusammenhange stehen, wenn es manchmal gelingt, diese Läppchen etc. noch aufzulösen in ein Haufwerk der vorher kennengelernten Glimmerstengel und -säulchen, so scheint es mir nicht unpassend, den so wie so recht unklaren Begriff der thonigen Substanz und des thonigen Cementes hintanzusetzen und das Gewicht darauf zu legen, dass es theils deutlich krystallisirte, theils wenigstens krystallinische Elemente, sowie mit jenen im engsten Zusammenhange stehende sind, welche den eigentlichen Kitt der in der Grauwacke zusammengewürfelten Geröllstücke ausmachen. Kalk oder verwandte Carbonate spielen, wenn überhaupt vorhanden, eine untergeordnete Rolle im Gegensatze zu vielen anderen Grauwacken.

Darüber, wie man sich die krystallinischen Elemente dieses Grauwackencementes entstanden zu denken hat, darüber Vermuthungen anzustellen, hiesse, wie es scheint, zugleich auch der Frage nach der weiteren Umwandlung dieser Grauwacken in krystallinische Schiefer nachspüren wollen; denn das Element, welchem in meinen Grauwacken eine so bedeutsame Rolle zufällt, der lichtgrüne, zum Theil sericitische Glimmer spielt ja seine Rolle noch weiter, hinab in weit ältere Bildungsepochen der Erde; der „Blasseneckgneiss" oder die „körnige Grauwacke" von Eisenerz, jüngst von Baron Foullon geschildert, und so viele andere Bildungen von weit ehrwürdigerem Alter als unsere Culmgrauwacken, führen uns die gleichen lichtgrünen Säulchen vor Augen; nur dass, wie es scheint, hier die undeutlich krystallisirten Elemente weit zurücktreten und jene Säulchen nicht mehr blos an klastische Geröllstücke sich anheften und dieselben mit einander verkitten, sondern bereits über das ganze, einheitlich gewordene Gestein ausgebreitet erscheinen.

Indem für diese Abschweifung von der nüchternen Petrographie der Culm- und Devongrauwacke Nachsicht erbeten wird, sei die Frage noch berührt, ob nicht auch Biotit als authigener Bestandtheil neben dem vielen Muskovit erscheint. Zunächst erwecken die stark zersetzten Grauwacken den Eindruck, als wäre Biotit wesentlich betheiligt an dem die einzelnen Körner umschmiegenden Mittel; indem man dann aber die Braunfärbung, welche diese Vermuthung weckt, im Gestein überhaupt

[1]) a. a. O. pag. 789.

wahrnimmt, ist jedenfalls nur Färbung von Eisenoxydhydrat hier im Spiele. Etwas Anderes aber mag es mit gewissen tiefgrünen grösseren tafelartigen Lappen sein, die man hin und wieder zwischen den weit lichteren, mit einer nur schwachen Spur von Absorption begabten, kleinen Säulchen und Stengeln und deren lappenartigen Aggregaten wahrnimmt. Das Vorhandensein von Absorption wird in diesen Fällen wohl Biotit annehmen lassen; stets sind es aber nur vereinzelte Vorkommnisse. Uebrigens spielt Biotit in klastischen Gesteinen als authigenes Mineral stets nur eine untergeordnete Rolle.

Wir gelangen zum Capitel der „allothigenen" Elemente. Wenn es gewiss auch von Interesse ist, in den abgerollten Bruchstücken alter Grauwacken nach einem Fingerzeig für die noch ältere Geschichte eines Gebietes zu forschen, so bieten uns diese Grauwacken hierzu keinerlei Gelegenheit. Dass auch die Conglomerate des Culm nur in sehr bescheidener Weise uns eine solche bieten, wird noch zur Erwähnung kommen. Die Grauwacken selbst aber enthalten nur Geröllstücke von einzelnen Mineralen; Bruchstücke von Gesteinen vermochte mir auch das Mikroskop nicht zu enthüllen. Die Minerale selbst sind weit vorherrschend Quarz und Feldspath; speciell der letztere spielt eine unerwartet grosse Rolle, er fehlt niemals, auch da, wo ihn das freie Auge nicht sieht (in den Schichten devonischer Grauwacken), weist ihn das Mikroskop nach und in mancher Grauwacke ist er so verbreitet, dass er dem Quarz sogar die Wage hält; ich erwähne diesbezüglich die Grauwacke in der Gegend der Teufelskanzel im Kalten Grund (Jeserbach), wo das obendrein frische Gestein mir als Granit bezeichnet wurde, die ganz zersetzte Grauwacke in der Schlucht östlich von Krtschmann, wo ich selbst zersetzten Granit zu sehen vermeinte. Der Wechsel aber in dem Grade dieser Feldspathführung verhinderte es, im Zusammenhalte mit dem peinlichen Mangel fortlaufender Aufschlüsse, Linsen oder Züge von Arkosen abzutrennen von der herrschenden Grauwacke.

Vom Quarz ist nicht viel zu sagen: er ist gut bedacht mit Einschlüssen von langen Apatitnadeln und Zirkonkryställchen, sowie Flüssigkeitseinschlüssen; die öfter gemachte Beobachtung, dass die Schnüre der letzteren bis an den Rand fortlaufen — Gegensatz zum authigenen Quarz, bei dem sie noch im Inneren des Korns enden — lässt sich auch hier anstellen.

Die Natur des Feldspaths ist oft schwer zu ergründen; die fast stets vorhandene starke Zersetzung tritt so oft hindernd dazwischen. Häufig ist jedenfalls Plagioklas vorhanden; die Zwillingslamellirung erweist ihn ganz sicher, ja es scheint mir wahrscheinlich, dass er sogar über den Orthoklas vorherrscht. Fast stets sind die Umrisse seiner Tafelgestalt noch gut kenntlich, während der Quarz ausschliesslich in ganz abgerollten Körnern erscheint. Sollte dies nicht darauf hindeuten, dass der Feldspath, zumal der Plagioklas, noch keinen weiten Weg zurückgelegt hat und nicht krystallinischen Schiefern sein Dasein dankt? Dass er vielmehr Massengesteinen, die in grösserer Nähe als jene anzunehmen wären, also etwa solcher von devonischem Alter, seinen Ursprung dankt. Unser Kartenblatt weist solche heute allerdings nicht auf, aber auch der unten zu erwähnende Kersantit der Gerölle im Conglomerat des Milchhübels ist anstehend heute nirgends bekannt. In

der kurz zuvor erwähnten Grauwacke, die so nahe dem Pegmatit von Krtschmann ansteht, suchte ich andererseits vergeblich den für diesen bezeichnenden Mikroklin. Authigenen Feldspath konnte ich nirgends erweisen; auch die noch so wenig zugerundeten Tafeln, wie eben jene von der Teufelskanzel, lassen die Umrandung durch die cementirenden Glimmerstengel nicht verkennen, welche auch die Spalten verkleiden.

Von Muskovit sieht schon das freie Auge da und dort ein Blättchen der übrigen Gesteinsmasse eingestreut; dieser ist dann wohl stets klastischen Ursprunges. Er erweist sich als gemeiner Kaliglimmer: Spaltbarkeit und die Lamellennatur unterscheiden ihn sofort von den lichtgrünen Stengeln und den damit identen Läppchen des Cementes. Nicht selten sieht man dann auch, wie entlang der Spalten klastischer Staub eingedrungen oder wie an dem stauenden Hinderniss eines anderen klastischen Korns eine Aufblätterung, Verbiegung und wohl auch theilweiser Bruch stattgehabt hat. Auch grössere, dann zwischen den übrigen Körnern eingekeilte Flatschen sind sichtbar.

Biotit ist jedenfalls auch, wenngleich seltener, vorhanden. So sah ich in der sehr feinkörnigen Grauwacke nördlich von Sobischek einen tiefgrünen, stark absorbirenden Lappen, den ich darum für klastisch halte, weil er Eintiefungen und Furchungen zeigt, wohl auch die Umrandung durch die lichtgrünen Stengel andeutungsweise erkennen liess. Auch brauner Biotit ist aus gleichem Grunde für klastisch anzusprechen; ihn sah ich u. A. in der feinkörnigen Grauwacke des Schwarzbaches.

Noch weit seltener als die Glimmer fand ich ein tesserales Mineral, welches ich nach seiner lebhaften Contour als Granat ansehe; es war im hohen Grade zerborsten. In der Grauwacke von Czechowitz und einer von der Teufelskanzel fand sich je ein Korn, das dem unbewaffneten Auge entgangen war.

Ob eine einmal wahrgenommene Säule von schlankem, länglichem Bau, hellgrauer Farbe, durch drei Querrisse gebrochen und in ihren einzelnen Theilen verschoben, vielleicht als Augit zu deuten, wage ich nicht zu sagen. Von Interesse war hier, dass neben der geborstenen Säule noch kleinste Bruchstücke und Staub sichtbar waren. Uebrigens sind Augit und Hornblende in Folge ihrer leichten Zersetzbarkeit stets sehr seltene Gäste psammitischer Gesteine. Einen darin häufigen Gast, den widerstandsfähigen Turmalin habe ich sicher nirgends entdecken können und das eine oder andere, in einem einzelnen Falle eingeschlossene Mineralkorn mag ja auch übersehen worden sein. Bezüglich der oben gemachten Bemerkung, dass Gesteinsfragmente gänzlich fehlen, darf ich hier die allerdings irrelevante Berichtigung anfügen, dass Bruchstücke von dem der Grauwacke so wie so affiliirten Dachschiefer nicht selten sind.

Wenn ich in der dürftigen Literatur über die Petrographie der Grauwacke Umschau halte, um den hier geschilderten Grauwacken besonders analoge Vorkommen kennen zu lernen, so muss ich wohl in erster Linie an Grauwacken aus dem sächsischen Voigtlande erinnern, die Klemm untersucht hat. In seiner über eine grosse Anzahl verschieden-

artiger Vorkommen ausgedehnten Untersuchung psammitischer Gesteine [1]) schematisirt Klemm jene psammitischen Bildungen, die durch ein Glimmer- oder Quarzglimmercement zusammengehalten werden, in vier Gruppen, deren letzte solche Vorkommen enthält, bei welchen die cementbildenden Glimmerlamellen radial um die klastischen Körner angeordnet sind. Diese Ausbildungsweise des Cements, die Klemm als eine nur wenig verbreitete bezeichnet, dürfte mit der hier beschriebenen am besten übereinstimmen. Die anderen seiner vier Gruppen sind kurz folgend bezeichnet: 1. Cement ist ein regelloses Gemenge von frisch gebildetem Quarz und eben solchem Glimmer; 2. Glimmerlamellen vereinen sich zu wirren Aggregaten oder schmiegen sich um die Körner; 3. Bündel parallel gestreckter Glimmerlamellen bilden das Cement. Insoweit nach blossen Schilderungen ein sicherer Vergleich möglich, sind wohl die beiden ersteren Vorkommen in den Grauwacken unseres Kartenblattes auch vertreten und wie zu betonen ist, nebeneinander und neben den erstgenannten innerhalb eines und desselben Dünnschliffs; ja noch mehr, sie scheinen sämmtlich aus dieser erstgenannten selbst hervorgegangen zu sein. Bei Klemm hingegen erscheinen die verschiedenartigen Ausbildungsweisen als ebenso viele getrennt, unabhängig von einander bestehende Kriterien verschiedener Grauwacken.

Dass übrigens diese von Klemm als selten bezeichnete Ausbildungsform doch nicht so ganz untergeordnete Bedeutung besitzt, zeigt ein Blick auf eine andere Psammitstudie. F. A. Anger [2]) beschreibt von einer thüringischen Grauwacke gleichfalls die rechtwinkelig auf die Quarzränder stossenden Fasern und Nadeln blassgrünen Glimmers; denn die ein Paar Zeilen zuvor von ihm ausgesprochene Ansicht, dass Quarz, Glimmer und Feldspath Fragmente seien, bezieht sich doch nicht auf diese gewiss frisch gebildeten Glimmerlamellen. Die Durchsicht einer in der Dünnschliffsammlung unserer Anstalt befindlichen Suite von Schliffen der Přibramer silurischen Grauwacke liess mich ferner gleichfalls die rege Betheiligung dieses grünen Glimmers als des die Quarzgerölle verbindenden Elementes ersehen; allerdings überwiegen hier weitaus die mehr lappenartigen Aggregate, doch in einem Schliff von der Grauwacke aus dem Adalbertischachte (20. Lauf) liess sich ganz deutlich die radiale Anordnung von Glimmerstengeln an die Quarzkörner ersehen. Dass diese letzteren unter den klastischen Bestandtheilen fast allein herrschen, sei noch nebenher erwähnt; der für unsere Grauwacke so bezeichnende reiche Feldspath-, resp. Plagioklasgehalt fehlt dort fast ganz. Eben dieser bezeichnet aber wiederum die Grauwacken eines anderen Gebietes, auf welches noch zurückzukommen sein wird, des Culmgebietes im Oberharz; v. Groddeck [3]) schreibt diesbezüglich, dass die Oberharzer Grauwacken „auffallend feldspathreiche Gesteine sind, wobei Plagioklas vorherrscht. Viele Grauwacken machen den Eindruck regenerirter Granite und müssen wohl zu den Arkosen ge-

---

[1]) a. a. O. pag. 797 ff.

[2]) Friedr. Arno Anger, Mikroskopische Studien über klastische Gesteine Tschermak's Mineralogische Mittheilungen. 1875, pag. 153—174, speciell pag. 160.

[3]) A. v. Groddeck, Zur Kenntniss des Oberharzer Culm. Jahrbuch der kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1882, pag. 44—67, speciell pag. 65.

stellt werden.“ Die Aehnlichkeit mit den hier geschilderten Grauwacken ist unverkennbar.

Nähere petrographische Details von einzelnen Vorkommnissen der Grauwacke zu geben, wäre ohne jedes weitere Interesse. Auf Grund derselben aber die Grauwacke zu gliedern, ist, wie schon gelegentlich der Feldspathführung gesagt wurde, völlig aussichtslos. So wie diese, schwankt auch das Korn, nur dass im Allgemeinen die feinkörnigen Arten dem Devon angehören. Eine strenge petrographische Grenze aber zwischen diesen und jenen des Culm besteht für unser Gebiet durchaus nicht; hier hat auch das Mikroskop keine höher krystallinische Ausbildung nachzuweisen vermocht; wie sich diesbezüglich die höher krystallinischen Grauwacken der Engelsberger Schichten Schlesiens verhalten, werde ich an anderer Stelle zu erörtern haben. Ich kann daher zum Schlusse lediglich die eine oder andere auffällige Ausbildungsweise erwähnen; es betrifft diese zunächst die Art der Zersetzung. Indem dieselbe fast stets in hohem Grade vorgeschritten ist, muss ja den Ergebnissen derselben gleichfalls Aufmerksamkeit zugewendet werden. In den weitaus meisten Fällen geschieht die Zersetzung in der Weise, dass ein lehmiges, da und dort noch Krümchen von Grauwacke führendes Product entsteht, der Höhenlehm, der in so weiter Ausdehnung die weiten Hochflächen unseres Gebietes in sehr wechselnder Mächtigkeit bedeckt. Dieser letztere Umstand im Zusammenhang damit, dass jeder künstliche Aufschluss stets uns wieder die Grauwacke kennen lehrt, hat mich abgehalten, die Hochflächen meines Gebietes etwa mit einer eigenen, für dieses eluviale Product der Grauwacke gewählten Farbe zu bedenken. Tritt dieser Höhenlehm somit herrschend auf als das Verwitterungsproduct der Grauwacke, so fällt ein sandiges Zersetzungsproduct umsomehr in's Auge. Ich fand ein solches an räumlich beschränkter Stelle, westlich von Suchonitz nahe Krtschmann. Rechenschaft zu geben, welcher Umstand in diesem Falle die sandige Zersetzung bewirkt hat, bin ich ausser Stande. Auch die Grauwacke nordöstlich von Krtschmann dürfte in die gleiche Kategorie gehören. [1]) Ferner erwähne ich die auffällige Ausbildung der Grauwacke im Dorfe Schlok; hochgradig zersetzt, wie sie ist, lässt sie soweit sich kennzeichnen, als gesagt wird, in ihr überwiege das verkittende Cement über die klastischen Körner. Endlich sei der kugeligen Absonderung gedacht, die in Czechowitz z. B. so auffällig ist.

Ich komme zu den Conglomeraten, wie ich sie auf das Gebiet der Culmformation beschränkt fand. Gehen sie auch in vielen Fällen allmälig durch Gröberwerden des Korns aus Grauwacke hervor und sind sie darum petrographisch mit dieser völlig verwandt, so lassen sich doch vielfache Stellen auffinden, wo sie in Form von Linsen oder längeren Zügen über die gemeine Grauwacke vorherrschen, so dass ihre Ausscheidung auf der Karte den Verhältnissen in der Natur entspricht; das grobe Korn macht sie nicht selten zu einem physiognomisch auffälligen Factor. Dass ihnen endlich eine stratigraphische Bedeutung als Basis-

[1]) Diese für die sudetische Culmgrauwacke im Allgemeinen seltene Art der Zersetzung zu Sand herrscht nach freundlicher Mittheilung des Herrn v. Tausch im Culmgebiete jenseits der Marchlinie, südwestlich von Prossnitz, wo Sandgruben nicht miocänen Sandstein, sondern die zersetzte Grauwacke abbauen.

glied des Culm zugesprochen wird, wurde schon gesagt. Abgesehen von diesen tiefsten Lagen, welche oben genauer bezeichnet sind, fand ich in den weiteren Gebieten der Culmformation an folgenden Stellen kartirbare Conglomeratvorkommen: Oestlich von Liebau, am Nordende von Gepperzau, zwischen Siegerzau und der Dittersdorfer Mühle, zwischen der Waltersdorfer Mühle an der jungen Oder und dem Bräuerberg, südöstlich von Kozlau und dem Prusinowitzer Jägerhause, am Milchhübel südwestlich von Schlok, bei der Schlokermühle und ober der Obermühle, sowie nördlich von Schlok, dann südlich von Czechowitz und auf dem Calvarienberg, nordwestlich von Rudelzau und südöstlich von Michelsbrunn. Nicht kartirbare, weil zu geringfügige Conglomeratblockmassen finden unten ihre Erwähnung.

Zum Theile lassen sich die obgenannten Vorkommen von den Basisconglomeraten petrographisch auseinander halten. Es sind schwarze Schiefercongloměrate. Bei Altendorf (im Bergbau), Gepperzau, auf dem Milchhübel z. B. sind die grösseren Geröllstücke nicht in einem, der Grauwacke entsprechenden Mittel eingebettet, sondern vielmehr in einem schwarzen Schiefer. Man sieht dann aus dem tiefschwarzen Mittel das reichlich eingestreute, meist helle klastische Material herausleuchten, angefangen von Stecknadelkopf grossen Punkten bis zu den schon über das Mittelmass reichenden kirschgrossen Bestandtheilen. Und noch da, wo das freie Auge nur mehr schwarze Schiefermasse sieht, enthüllt das Mikroskop noch ungezählte kleinste Quarzkörnchen darin eingebettet. In manchen der Vorkommnisse aber steigert sich die Grösse der eingeschlossenen Gerölle bis über die eines Hühnereis. Die Einlagerung ist ganz unregelmässig, am ähnlichsten, sagen wir vielleicht, dem Geröllmaterial innerhalb einer Moräne.

Ausser der schwarzen Schiefermasse, die sich um die Geröllstückchen herumschlingt, sehen wir aber u. M. auch lichtgrünen Glimmer, ähnlich wie in den Grauwacken, hierbei vertreten. Und wenn man bei Gepperzau z. B. dann und wann einen Quarz eingeschlossen sieht, über dessen Oberfläche, und zwar meist einer und derselben Richtung folgend, die lichtgrünen Lappen sich hinziehen, so wird man da jedenfalls die nachträgliche Ueberwucherung mit diesen neukrystallisirten Gebilden anzunehmen haben. Schwieriger aber fällt mir die Deutung der folgenden Erscheinung an denselben Quarzen. Ausser mit den Glimmerlappen erscheinen sie stellenweise bedeckt von jenen wohlbekannten strichartigen Thonschiefernädelchen (Rutil), die sich dann nicht selten zu einer tiefdunklen Zone anhäufen. Man hätte sich dann die Ueberwucherung dieser klastischen Quarze mit den grünen Lappen und den Rutilnädelchen nur in's Grosse gesteigert zu denken und das Bild, welches uns die Dachschiefer im Mikroskope bieten, wäre, wie wir sehr bald sehen werden, vor unser Auge gerückt.

Dass die Conglomerate des Culm auch Bruchstücke anderer Gesteinsarten einschliessen, wenn auch in ziemlich beschränktem Ausmasse, wurde bereits erwähnt. Und zwar gilt dies so gut von den Basisconglomeraten wie auch von den höheren Schiefercongloměraten. Aber auch hier muss gleich erwähnt werden, dass nur in einem einzigen Falle diese Geröllführung uns hinsichtlich der geologischen Geschichte des Gebietes einen sicheren Fingerzeig zu geben vermag. Es sei dies

zumal mit Hinblick auf den niederschlesischen Culm erwähnt; denn, wenn dort bald ein ausschliesslich aus Gneissbruchstücken, bald ein lediglich aus Gabbrogeröllen bestehendes Conglomeratlager vorhanden ist, je nach der Unterlage, auf der die Culmbildungen sich abgesetzt haben, so besitzt der Culm unseres Gebietes hierzu kein Analogon; dieser führt stets polygene Conglomerate. In den Basisconglomeraten bei der Seibersdorfer Mühle sehen wir Bruchstücke von schwarzem Thonschiefer, grünen Phylliten, entsprechend jenen im Liegenden des Unterdevons im Gebiete des Haidekamms im Altvaterhauptrücken, glimmerigen Quarziten und schieferigen glimmerigen Gneissen, ähnlich denen, welche eben dort mit den zuvor genannten Bildungen in nahem Zusammenhang stehen. Die Gesellschaft ist, wie man sieht, ziemlich gemischt; es ist vorläufig nicht gestattet, daraufhin irgend welche Schlüsse zu ziehen.

In den Schieferconglomeraten finden wir folgende Gesteinsbruchstücke, und zwar bei Gepperzau: grüne Phyllite, in Altendorf (Bergbau) Quarzite, auf dem Milchhübel eine bunte Gesellschaft gleich wie im Conglomerat von Prusinowitz. Bei diesen haben wir ein klein wenig näher zuzusehen. Es sind in einer schwarzen Schiefermasse die Gerölle fest eingebacken, und zwar Gerölle von allen Grössen, von Hirsekorngrösse reichend bis hinauf zu der eines Apfels etwa auf dem Milchhübel, bis zu Nussgrösse bei Prusinowitz. Dabei aber nehmen wir sofort wahr, dass die grösseren Gerölle meist aus dem schwarzen Bindemittel losgelöst sind und in der Nähe der Conglomeratfelsen, respective Conglomeratblöcke, zerstreut herumliegen. Indem ich diese losen Geschiebe zuerst sah, dachte ich bereits an eine diluviale oder miocäne Schotterlage, bis ich durch die Auffindung der Conglomeratfelsen des Irrthums gewahr wurde. An diesen sieht man endlich denn auch an Stelle der losgelösten grösseren Gerölle die durch dieselben bedingte Eintiefung, so dass jeder Zweifel über die Zusammengehörigkeit der vielen losen Gerölle und des Conglomerats schwindet. Und indem wir bei dem Kreuze nordwestlich von Prusinowitz wiederum eine bedeutende Anzahl grosser Geschiebe — hier erreichen sie nicht selten die Grösse eines Kindskopfes — lose über den Weg zerstreut sehen und nahe dabei wieder das Conglomerat selbst wahrnehmen, müssen wir wohl auch hier diese so auffällig grossen Gerölle als losgelöst betrachten, wenn wir auch im Conglomerat selbst nur kleinere Gerölle noch eingelagert finden. Ebenso deute ich lose Gerölle bei Bartelsdorf und Sponau.

Wir finden unter den Geröllen von Prusinowitz auch entschieden krystallinische Schiefergesteine. Ein grosses loses Gerölle stammt von einem parallelstreifigen, nicht sehr glimmerreichen Gneiss; ausser dem ziemlich groben Aggregat von Quarz- und Orthoklaskörnern, denen sich dann und wann ein Plagioskaskorn zugesellt, sehen wir beiderlei Glimmer; den Muskovit in grossen langen Tafeln, den Biotit von brauner, in's olivengrüne spielender Farbe, mehr in Form von schmalen Bändern und Flasern und, nebensächlich, etliche Zirkonsäulen. Die zwei anderen, mir von hier bekannt gewordenen Gneissgerölle stehen dem eben beschriebenen recht nahe; beide sind noch etwas glimmerärmer und dabei hat sich aus der sonst übereinstimmenden Mineralgesellschaft einmal eine durch die schmächtigen Biotitbänder bedingte, sehr deutlich

parallelstreifige, granulitähnliche Textur, das anderemal durch Grösserwerden der Quarz- und Orthoklaskörner eine mehr grobkörnige Textur herausgebildet; Muskovit und Plagioklas fehlen hier, nicht so Zirkon. Ein gänzlich anderes Gerölle gehört einem sehr harten Kieselschiefer von mattem Glanze an; im Schliff sieht man die von massenhaften Kohlenstäubchen reihenweise stärker und schwächer gefärbten, äusserst feinkörnigen Quarzkornaggregate; hinter auffällig rundlichen, hellen Partien ist doch nicht, wie anfänglich erwartet wurde, ein organischer Rest zu vermuthen; es sind Quarzkörner, um die sich die kohlige Substanz herumlegt. Unbestimmbare organische Spuren zeigte aber ein loses Kieselschiefergerölle von Bartelsdorf.

Im Conglomerat des Milchhübels und unter den daselbst lose herumliegenden Geröllen lässt sich ein fein porphyrisch entwickelter Granit mit Biotittafeln sehen, dann Quarzit. Indem wir anderen Quarziten in Form loser Gerölle später noch begegnen werden, verweile ich bei diesen einen Augenblick. Einmal sah ich einen weiss und grau gestreiften Quarzit mit wenig Glimmer. Er glich viel eher Quarziten aus krystallinischen Schiefergebieten, als solchen etwa des schlesischen Unterdevons oder jenen des Brünner Unterdevons. Wieder einmal fand ich einen dunkelglänzenden, gleichfalls sehr feinkörnigen Quarzit, der Biotit zu enthalten scheint. Und dabei zeigt doch die mikroskopische Untersuchung eine Zusammensetzung, die stark an die der Grauwacken gemahnt; auch die lichtgrünen Stengel fehlen nicht ganz, wenn auch mehr die Lappen vorherrschen. Aber ausser diesem, die Quarzgerölle umschliessenden Cemente nehmen wir auch noch sehr viel kohlige Substanz wahr, welche sich gleichfalls um die Grenzen der Quarze legt, wie es bei den Grauwacken nicht der Fall war. Und endlich sehen wir, zum Theile sehr häufig, die aus Rutil bestehenden „Thonschiefernädelchen", die ich in unserer Grauwacke auch nicht fand. Noch unterscheidet sie der Mangel an Feldspathkörnern. Dass dann und wann ein grosser Zirkon, öfter kleine Säulchen aufleuchten, hat nur nebensächliches Interesse.

Am häufigsten aber unter den kleinen und grossen, losen wie noch im Gesteinsverbande befindlichen Geröllen des Conglomerates vom Milchhübel begegnen wir einem sehr feinkörnigen Gesteine, das uns wegen seiner mineralogischen Zusammensetzung von besonderem Interesse ist. Wie sehr zersetzt dasselbe auch in den weitaus meisten Fällen ist, lässt sich seine Natur als Kersantit doch mit aller Sicherheit erweisen. Wir sehen in einer grau-grünen Grundmasse einzelne kleine Tafeln von weisslich-mattem Plagioklas und braunschimmernde, manchmal noch mit hexagonalen Umrissen erhaltene Biotitschuppen. Nach dem geringeren oder grösserem Grade der Zersetzung ist die Färbung der Grundmasse und damit die des Gesteins bald heller, bald dunkler und schmutzig, bald überwiegt die Grundmasse — und dies gilt wohl in den meisten Fällen — bald sind die porphyrischen Einsprenglinge zahlreicher; diese selbst aber lassen einmal den Feldspath, ein andermal den Biotit stärker hervortreten; keiner fehlt aber jemals gänzlich. Hin und wieder erscheint ein grösseres Quarzkorn.

Im Dünnschliffe lässt die Grundmasse, die in den sehr zersetzten Partien noch einen durch Eisenoxydhydrat bedingten Stich in's Schmutzigbraune zeigt, bei starker Vergrösserung sich als ein Gewirre von grünlichen

Schüppchen erkennen. Die sehr schwache Doppelbrechung derselben, die sehr matten Polarisationsfarben lassen wohl nur an Chlorit denken, der ohne Zweifel ein Zersetzungsproduct darstellt. Sonst leuchten nur, und zwar häufig, Apatitsäulchen aus dem Schuppengewirr hervor und Körnchen von Quarz nebst Blättchen von Eisenglanz. Ob etwa Feldspath sich unter den Chloritschuppen verbirgt, ist schwer zu entscheiden; deutliche Plagioklasleistchen fehlen gewiss. Ebenso kann auch noch dieses sicher gesagt werden, dass in dieser Grundmasse eigentlich amorphe Bestandtheile, Glas, nicht vorhanden sind. Die grösseren Mineralbestandtheile, welche aus diesem schmutzigen Gewirre heraussehen, aber niemals grössere Dimensionen als etwa 4 Millimeter annehmen, sind die schon mit freiem Auge sichtbaren Plagioklase und Biotite, zu denen die mikroskopische Untersuchung noch reichlich Apatit und Augit gesellt.

Der Plagioklas bildet die grössten Krystalle und sinkt nicht zur eigentlichen Leistenform herab. Zwillingsstreifung ist andeutungsweise immer noch zu sehen, das Mineral im Uebrigen mit Zersetzungsproducten erfüllt. In manchem Schliff ist Plagioklas nur an einer einzigen Stelle, da aber gehäuft, sichtbar; dies deutet auf „Schlieren"bildung. Der Biotit bildet stets weit kleinere Krystalle, mag aber an Menge den Plagioklas oft übertreffen. Auch er ist ausserordentlich zersetzt. Er ist zu einer faserigen, oft direct aufgefaserten Masse geworden, die mit schwarzen Erzpartikelchen stellenweise erfüllt ist; Eisenoxydhydrat verdeckt oft die grüne, chloritische Färbung. Indem ich im Schliffe eines frischeren Stückes das Innere eines Biotits noch braun sah, erhellt, dass die Grünfärbung Zersetzungserscheinung ist. Absorption ist trotz der vorgeschrittenen Zersetzung meist noch wahrzunehmen, während die gerade Auslöschung kaum mehr zu erweisen ist. Die Formen sind meist die rechteckiger Durchschnitte; im Handstück sieht man dann und wann auch hexagonal umgrenzte Blättchen. Ganz unregelmässige Schuppen oder Flasern sind selten. Da, wo der Biotit aufgefasert ist, hat sich nicht selten Quarz abgesetzt. Neben Biotit scheint in manchen Schliffen Augit vorhanden zu sein. Allerdings ist nichts anderes möglich, als die frühere Anwesenheit von Augit zu erweisen aus den Producten einer weitgehenden Zersetzung, welche vielleicht noch weiter um sich gegriffen hat als jene des Biotits. Zumal deuten mit grosser Wahrscheinlichkeit Pseudomorphosen mit dem bezeichnenden achtseitigen Querschnitt auf Augit hin. Diese Pseudomorphosen enthalten neben serpentinartigen Massen auch reichlich Calcit. Näheres über die Natur des einstigen Augits lässt sich unter solchen Umständen nicht sagen. Es könnte höchstens darauf aufmerksam gemacht werden, dass „die Umbildung in grünliche faserige Aggregate, welche dem Serpentin angehören, für den Malakolith unter den monoklinen Pyroxenen charakteristisch ist und dass diesen Aggregaten oft sehr reichlich Calcit beigemengt ist", wie Rosenbusch[1]) schreibt. In manchen Schliffen ist aber auch dieser ganz zersetzte Augit nicht vorhanden, so dass auf ihn gewiss nur wenig Gewicht zu legen ist. So verbreitet, dass man ihn wohl unter die Hauptgemengtheile, wenigstens im Dünnschliffe, zu rechnen hat, findet sich Apatit. In den wohlbekannten länglichen Säulchen oder

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie. 2. Aufl. 1885, Bd. I, pag. 446.

den hellcontourirten, sechseckigen Querschnitten, seltener in halbwegs grösseren Krystallen, da aber fast stets mit der oft geschilderten Quergliederung und nicht selten mit der durch dieselbe bedingten theilweisen Verschiebung der einzelnen Säulenstücke, erscheint er bald einem Plagioklas, bald einem Biotit eingelagert, bald, wie wir sahen, als sehr verbreiteter Bestandtheil der Grundmasse. Die stets wenig lebhaften Polarisationsfarben charakterisiren ihn auch da, wo er, wohl nur in Folge der vielfach an- und überlagernden Chloritschuppen eine lichtgrünliche Färbung zeigt. Quarz fehlt keineswegs ganz; aber es scheint mir nicht ganz leicht, ursprünglich im Gesteine enthaltenem von nachträglich gebildetem zu trennen. Letzterer erscheint nämlich als Kluftausfüllung gar nicht selten und auch der in den aufgefaserten Biotiten sichtbare Quarz ist wohl solcher Entstehung. Anderseits erscheint aber Quarz dann und wann verquickt mit Feldspath, der wohl Orthoklas ist und wieder von den Apatitsäulchen durchschwärmt wird, in Form von einzelnen grösseren Ausscheidungen; es ist also jedenfalls hier primärer Quarz, und, wie wir sehen, auch primärer Orthoklas vorhanden. Die Verquickung scheint nicht ganz gesetzlos; sie aber direct als granophyrische Verwachsung, wie eine solche im Kersantite nicht selten, zu bezeichnen, möchte wohl nach dem einen oder anderen Falle der Beobachtung zu vorschnell sein. In einem einzigen Falle sah ich endlich einen grösseren Plagioklaskrystall umgeben von einer, seinen Rändern getreulich folgenden Zone von Quarz. Hin und wieder sieht man endlich ein etwas grösseres Quarzkorn von zugerundeter Umgrenzung; ich halte es für wahrscheinlich, dass ein solches dann thatsächlich klastisch sei, ein Theil einer älteren Grauwacke, den das Gestein bei seinem Durchbruche mechanisch einschloss, eine bei Kersantiten nach Rosenbusch[1]) überaus häufige Erscheinung. Ueber die wohl meist chloritischen Zersetzungsproducte und seltenen Erze ist nicht viel zu sagen. Mit Hinblick auf die porphyrisch ausgeschiedenen, chloritisch zersetzten Biotite mögen wohl auch die chloritischen Schuppen der Grundmasse am ehesten als von Biotit stammend gedeutet werden. Ein dann und wann auftauchendes Epidotkorn sei noch verzeichnet und des Umstandes gedacht, dass Calcit unter den secundären Bildungen ausser im Augit mir nur in einem einzigen Falle bekannt wurde und dass unter den primären Bestandtheilen der sonst allenthalben so häufige Zirkon mangelt.

Nach diesen petrographischen Kriterien wird denn das Gestein als Kersantit zu bezeichnen sein, als Kersantit, das Eruptivgestein des Culm par excellence.

Noch einige Worte zur Begründung dieser Bestimmung.

Rosenbusch hat den Lamprophyren überhaupt gegenüber den Granitporphyren als gemeinsames Kriterium dasjenige zugeschrieben, dass viel häufiger der Biotit und Augit, resp. Amphibol in doppelter Ausbildung — innerhalb der Grundmasse und als porphyrischer Einsprengling — erscheine als wie der Feldspath; da, wo in unserem Gesteine die Grundmasse überhaupt sich halbwegs auflösen lässt, sehen wir nun eine Unmenge von lichtgrünen chloritischen Schüppchen, die aber selbst wohl von ursprünglich vorhandenen Biotiten (und Augiten?)

[1]) H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie. 2. Aufl. 1887, Bd. II, pag. 327.

stammen dürften, so dass bei dem Mangel sicherer Plagioklasleistchen dieses Moment zutrifft.

Die Seltenheit von Calcit, der sonst ein so häufiges Zersetzungsproduct in Kersantiten darstellt, braucht wohl nicht zu befremden. Es sei daran erinnert, dass die so hochgradige Zersetzung unseres Gesteins neben den heute sichtbaren Chlorit- und serpentinartigen Bestandtheilen, sowie dem Quarz sehr wohl auch mehr Calcit, als heute sichtbar, geliefert haben kann; diesen mögen entweder jene ersteren verhüllen oder aber er ward in der Zeit, ehe das Gestein zu den Geröllen, mit denen wir es heute innerhalb des Culmconglomerates sehen, gesellt wurde, entfernt. Hiermit stimmt überein, dass das Gesteinsstück, in dem ich das einzige Mal mehr Calcit sah, frischer als alle anderen war. Der Umstand, dass Augit keine grosse Rolle spielt und vielleicht zu wenig jenem der Kersantite ähnelt, welcher meist als Malakolith entwickelt ist, braucht wohl auch keine zu weit gehende Aengstlichkeit nöthig zu machen; die diesem zukommende, sonst auch in zersetzten Kersantiten vorhandene, blassröthliche Färbung kann, Dank der in unserem Gestein wohl ganz besonders weit gediehenen Verwitterung, längst in das schmutzige Braun verändert sein. Dass aber Augit in Kersantiten auch gänzlich fehlen kann, lehrt ein Blick auf manche Vorkommnisse des sächsischen Erzgebirges u. a.

Die Grünfärbung des Biotits aber, der wir in manchem Dünnschliffe begegnen, ist gewiss kein Grund gegen die Bestimmung; im auffallenden Lichte sehen wir nämlich noch das für die Kersantitglimmer bezeichnende Braun aus dem Handstücke aufleuchten und einmal im Dünnschliff noch innerhalb des grünlich zersetzten Biotitrandes den frischen Rest von braunem Biotit.

Können mithin diese Momente keinerlei Ausschlag geben gegen die Bestimmung, so wird dieselbe durch eine ganze Reihe anderer Momente auf das lebhafteste gestützt. Das Vorherrschen des porphyrisch ausgeschiedenen Biotit und Plagioklas, die chloritische Zersetzung, der Reichthum an Apatit, der Zirkonmangel, das Vorhandensein von Verwachsungen des Quarzes mit Feldspath in Form von Concretionen — sind eben so viele für die Lamprophyre und speciell für die Kersantite bezeichnende petrographische Charakterzüge.

Mit welchen von den vielen bisher eingehend geschilderten Kersantiten unser Gestein am nächsten verwandt, ist bei der grossen Mannigfaltigkeit derselben nicht leicht zu entscheiden; ich ziehe es darum vor, auch nur die nächstgelegenen Vorkommnisse zu kurzem Vergleiche heranzuziehen. Dieselben gehören dem Culm von Niederschlesien an. Daselbst hat gelegentlich der Neuaufnahme durch die kgl. preussische geologische Landesanstalt E. Dathe 1883 bei Wüstewaltersdorf einen Kersantitgang innerhalb der Culmgrauwacke entdeckt [1]; von diesem ist unser Gestein durch den Mangel an Hornblende und grösseren Mengen von Augit getrennt, sowie dadurch, dass die oben geschilderte porphyrische Structur in Wüstewaltersdorf nur in untergeordneten Schlieren auftritt. Die übrigen Kriterien sind hier wie dort die gleichen, wie sie

[1] E. Dathe, Kersantit im Culm von Wüstewaltersdorf in Schlesien. Jahrb. d. kgl. preuss. geologischen Landesanstalt für 1884, pag. 562—573.

auch für den von Kalkowsky[1]) bei Alt-Friedersdorf beschriebenen Kersantit zutreffen. Der Kersantit ferner, den Th. Liebisch[2]) von Buchwald im riesengebirgischen Antheile Niederschlesiens beschrieb, mag sich durch den Mangel der Hornblende noch mehr unserem Gesteine nähern.

Indem aber der Kersantit das Eruptivgestein des Culm κατ' ἐξοχήν ist, verlangt die Anwesenheit einer so auffällig grossen Zahl von Geschieben innerhalb eines Culmconglomerats an räumlich beschränkter Stelle ihre Deutung. Indem die Kersantitgerölle hier und an der einzigen Stelle, wo ich sie noch fand (Bergbau Altendorf), gehäuft sind, muss wohl angenommen werden, dass der anstehende Culmgang nicht weit von der Stelle bestanden haben muss, wo seine Bruchstücke heute im Conglomerat zusammengebacken vor uns liegen. Dass die deutliche Geröllnatur nicht zu lebhaft gegen diese Abstammung aus nächster Nähe zu sprechen braucht, kann, meine ich, mit Hinblick auf die geringe Härte und die Neigung zur Zersetzung, die allen Kersantiten eigen ist, kecklich behauptet werden. Auch die Gerölle der Gabbroconglomerate im niederschlesischen Culm, die E. Dathe bekannt machte[3]), haben trotz ihrer deutlichen Geröllnatur ihre Heimat in unmittelbarer Nähe; anstehende Gabbrolager nahe den Gabbroconglomeraten sind hier ein mit aller Sicherheit beweisendes Moment. Wir werden darum auf der Suche nach der primären Lagerstätte unseres Kersantits uns gewiss nicht in grosse Weiten zu verlieren brauchen, sondern werden, wie das Conglomerat auch den zerstörten Gang dem Culmgebiete selbst zuweisen.

Handelt es sich hier somit um Einschlüsse eines gleichalterigen Gesteines, eines durch das seichte Culmmeer durchbrechenden Kersantitganges, dessen Bruchstücke ziemlich an Ort und Stelle dem sich absetzenden Gerölle einverleibt wurden, so scheint wohl nur auf den ersten Blick ein innerer Widerspruch vorzuliegen mit der oben gemachten Beobachtung, dass in den Conglomeraten vom Milchhübl, von Gepperzau etc. mehr Geröllstücke weit älterer, mithin entfernterer Gesteine enthalten sind als in den Basisconglomeraten. Denn es können ja doch auch sehr wohl die Bestandtheile eines gleichzeitigen vulcanischen Ausbruches mit Geröllstücken zusammenliegen, die aus weiter Entfernung her, von den Mündungen grosser Ströme durch die Meeresströmung nach innen transportirt wurden. Wenn wir aber in den höheren Conglomeraten mehr ursprungsferne Gerölle sehen denn an der Basis, folgt daraus nicht, dass im letzteren Falle, als das Culmmeer seine allerersten Absätze schuf, das Festland näher war, die devonischen und phyllitischen Bildungen, die wir in den Basisconglomeraten eingebettet sehen, direct als Festland da lagen, während später das Culmmeer diese überdeckte und nun die Gerölle von dem weiter entfernten krystallinischen Gebiete stammen? Wir wollen diese Möglichkeit, dass das vordringende Culmmeer die Absätze des devonischen als Festland vorfand und allmälig erst überdeckte, im Auge behalten.

[1]) E. Kalkowsky, Die Gneissformation des Eulengebirges. 1878, pag. 50.

[2]) Th. Liebisch, Ueber die Granitporphyre Niederschlesiens. Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft. 1877. XXIX, pag. 722—729, bes. pag. 727.

[3]) E. Dathe, Die variolitführenden Culmconglomerate bei Hausdorf in Schlesien. Jahrb. d. kgl. preuss. geologischen Landesanstalt f. 1837, pag. 228—260, spec. 233.

Hier muss ich wohl auch jener merkwürdigen Gerölle gedenken, die ich in der Gangausfüllung des Bleiglanzvorkommens von Altendorf, genauer bei der Altendorfer Mühle an der Oder (nördlich von Rudelzau), auffand. Die aus einem mürben, z. Th. lettigen, von zerfallenem Quarz, Schieferstückchen u. dgl. gebildete Gangmasse, die dann selbst das Bleiglanzvorkommen birgt, enthielt in einer Ausrichtung des unteren Gesenkes in einer Teufe von 24 Meter gar nicht selten abgerollte, oft wie eine Cocosnuss und darüber grosse Stücke krystallinischer Gesteine, sämmtliche von einer glänzenden und zugleich geglätteten Oberfläche, manchmal wohl auch wie von einem feinen, röthlichen Häutchen überzogen. Darüber, dass diese Gerölle innerhalb der Bleiglanz führenden, mürben Gangausfüllung eingebettet ruhten und bei dem Abbaue herausfielen, kann kein Zweifel bestehen; eben so sicher ist, dass die unmittelbare Nachbarschaft hier kein schwarzes Schieferconglomerat ist, wie ich es allerdings an anderen Stellen innerhalb desselben Bergbaues sah. Dass ich aber in diesem schwarzen Conglomerate Gerölle von der Grösse der im Gange selbst eingebetteten nicht sah, sei nicht verschwiegen.

Im Folgenden schildere ich die mir bekannt gewordenen Gerölle.

Das grösste derselben, das die Grösse eines Kindskopfes überstieg, gehörte einem nur schwach streifig entwickelten Gneiss an, aus dessen lichtröthlichem Quarz-Orthoklasgemenge spärlicher dunkler Glimmer sichtbar wird. Die mikroskopische Beobachtung lehrt nichts Neues kennen: Neben dem, in zerrissenen Täfelchen ausgebildeten Biotit dann und wann ein Muskovitflimmerchen und einen in Quarz eingeschlossenen Apatit.

Einem sehr deutlich parallelstreifigen Gneiss von bedeutender Fein- und Gleichkörnigkeit mit nur wenig Biotit, in seinem ganzen Wesen ziemlich an Granulit erinnernd, gehört ein zweites Geschiebe an (715 Gramm im Gewichte). Nicht blos der Biotit ist in langen Streifen angeordnet, auch die kleinkörnigen Aggregate von Quarz ziehen sich in langen, ziemlich dünnen Streifen durch das Gestein. Ob nur Orthoklas vorhanden, ist wegen der Kornkleinheit schwer zu entscheiden, zumal die Feldspathkörner in hohem Grade der Zersetzung anheimgefallen sind; indem sich einmal die Andeutung einer Gitterstructur sehen liess, ist es ja wohl möglich, dass auch Mikroklin sich an der Zusammensetzung betheiligt. Neben dem zu dunklen Strängen ausgezogenen Biotit, der auch weitgehend verändert ist, z. Th. chloritische Schuppen geliefert hat, zeigt sich nicht so spärlich, als nach der Betrachtung mit freiem Auge zu vermuthen, auch Muskovit, accessorischer Epidot, Erze, Zirkon.

Gleich hier schalte ich die Bemerkung ein, dass sich das fragliche Gestein von jenen granulitartigen Geröllen innerhalb des Ostrauer Kohlenflötzgebietes nicht unbeträchtlich unterscheidet, zumal was die Korngrösse betrifft, die bei diesem gröber ist.

Wieder gänzlich abweichend gestaltet ist ein drittes Gerölle eines krystallinischen Gesteines: ein mittelkörniger Granit ist's, der weisse, verwittert rothe, ziemlich grosse Feldspathtafeln und Biotitschuppen porphyrisch aus einer sehr zurücktretenden, selbst feldspathreichen Grund-

masse ausgeschieden enthält. Wie ein Blick in das Mikroskop lehrt, besteht die zwischen diesen Gemengtheilen befindliche, helle Zwischenmasse aus einem kleinkörnigen Gemenge, in dem neben Quarz vorwaltend Orthoklas enthalten ist, neben vielfachen kleinen Schüppchen chloritischer Natur, die wohl der Zersetzung von Biotiten ihr Dasein danken. Auch die grösseren ausgeschiedenen Biotite sind einerseits grasgrün gebleicht, andererseits in ein unregelmässiges, feinblätteriges, wohl auch chloritisches Aggregat umgebildet.

Die Feldspathe sind wie das Gestein überhaupt stark zersetzt, so dass das in der Regel constatirbare Fehlen von Zwillingsstreifung nur einen ziemlich schwachen Beweis für die Orthoklasnatur abzugeben vermag; andererseits ist aber sicher auch Plagioklas nachweisbar, der vielleicht die etwas frischeren Feldspathtafeln darstellt. Die oben gewählte Bezeichnung Granit mag wohl nach diesem mikroskopischen Befunde nicht über allen Zweifel erhaben sein, bei der Unsicherheit der Bestimmung nach einem einzelnen Gerölle verzichte ich aber darauf, diesen Namen, welchen nach der Betrachtung mit freiem Auge wohl Jeder dem Gestein beilegen wird, durch einen anderen zu ersetzen.

Es sei aber nicht verschwiegen, dass die mikroskopische Untersuchung dieses Gerölles und der sofort zu besprechenden Vorkommen manche Analogie erweist, die aber wohl nur in dem gleichmässigen Grade der Zersetzung in chloritische Massen ihren Grund hat; dem freien Auge aber erscheinen diese zweierlei Gerölle sofort als etwas Verschiedenes.

Diese zwei letzteren Gerölle gehören einem uns schon wohl bekannt gewordenen Gestein an. Es sind Gerölle von Kersantit. Das eine ist nur insofern etwas abweichend, als hier der porphyrisch ausgeschiedene Plagioklas, der stets weit kleiner als der Feldspath des vorigen Gesteines ist, zum Theile röthlich gefärbt erscheint. Doch aber haben wir wieder die grüngraue Grundmasse, bestehend aus winzigen Chloritschüppchen und Apatitsäulen, zwischen denen sich spärliche Quarzkörner, vielleicht auch Feldspathkörner, gewiss aber keine Plagioklasleisten verstecken, und die porphyrisch ausgeschiedenen Plagioklaskrystalle in ihrer weitgehenden Zersetzung, sowie die zum Theile gleichfalls zersetzten und in eine grüne faserige Substanz umgewandelten, ursprünglich braunen, als solche manchmal noch erhaltenen Biotite, beide von Apatitsäulen durchschwärmt. Von diesen porphyrischen Einsprenglingen scheint hier der Biotit vor dem auch stets weit grösseren Plagioklas zurückzustehen und vor beiden überwiegt wieder die graue Grundmasse. Es scheint mir nach dieser Zusammensetzung, nach den Zersetzungserscheinungen und der Structur ganz zweifelsohne, dass diese beiden, etwas die Hühnereigrösse übertreffenden Gerölle mit den im Conglomerat vom Milchhübel herrschenden völlig übereinstimmen und als Kersantit zu bezeichnen sind.

Endlich finden sich noch Gerölle von Culmschiefer, wie sie ja auch in den zuvor geschilderten Culmconglomeraten eingebettet sind.

Ganz ohne Analogie dürfte das hier geschilderte Vorkommen wohl nicht sein, wenn ich auch allerdings nichts vollkommen mit diesem Uebereinstimmendes anzuführen wüsste. Am meisten dürften die siebenbürgischen „Glamm-“ und „Glauch“ bildungen und die Dowky Englands hier

in Vergleich zu ziehen sein. F. Pošepný und B. v. Inkey berichteten kürzlich über die ersteren.[1]) Ihrer Schilderung zu Folge durchsetzen in etlichen der siebenbürgischen Montanorte schwarze, thonige Massen, vom Bergmann in Verespatak genannt Glamm, in Nagyág Glauch, in Form ausserordentlich verschiedener, Millimeter feiner und sehr mächtiger, gerader und krummer Spalten das Gestein, bald treten in den Glamms nur Zerreibsel des Nebengesteins auf, bald aber auch Fragmente fremder Gesteine, in Verespatak z. B., wo Dacit durchsetzt wird, solche von Glimmerschiefer.

Zumal eben diese Einschlüsse von Bruchstücken eines Gesteines, das nicht den Glammgang direct begrenzt, fesselt mit Hinblick auf das hier geschilderte Vorkommen unser Interesse. Allerdings beträgt in Verespatak die Entfernung der Glammgänge, in denen sich die Glimmerschiefereinschlüsse befanden, von dem nächsten anstehenden Glimmerschiefer nur zwei Kilometer, während wir von dem Altendorfer Bleiglanzgange wohl gut 50 Kilometer uns entfernen können, um den nächsten anstehenden Gneiss anzutreffen; auch ist wohl, so weit ich nach den, in der so ungemein belehrenden Privatsammlung des Herrn Pošepný von derartigen Glammgesteinen vertretenen Handstücken urtheilen kann, die Grösse dieser fremdartigen Gesteinseinschlüsse in den Glammbildungen von Verespatak eine weit geringere als jene der Gneissgerölle von Altendorf. Was aber die äussere Analogie der beiden Vorkommen noch vermehrt, das ist der Umstand, dass jene Glimmerschiefereinschlüsse von Verespatak auch deutlich abgerollt sind, wie die von Herrn Pošepný gesammelten Belegstücke unzweifelhaft erkennen lassen.

Die Erklärung jener siebenbürgischen Glamm- und Glauchbildungen ist noch weit davon entfernt, eine allgemein anerkannte zu sein. Suchen wir allerdings in den Lehr- und Handbüchern unserer Wissenschaft, selbst den neuesten und vorzüglichsten, so finden wir dieser so ganz eigenartigen Bildungen überhaupt nicht gedacht. Und suchen wir in den Jahrgängen unseres vornehmsten Referirorganes nach den Anzeigen der Arbeiten über die erwähnten Glamm- und Glauchbildungen, so finden wir die vielfachen Aufsätze Pošepný's und Tietze's übergangen; nur gelegentlich der Besprechung von B. v. Inkey's Nagyágarbeit erwähnt das Neue Jahrbuch[2]) auch der darin enthaltenen Schilderung der Glauchbildungen von Nagyág. Es mag sein, dass das Aphoristische der diesbezüglichen Notizen, die stets eine ausführlichere und detaillirtere Schilderung in Aussicht zu stellen scheinen, ihre Vernachlässigung bedingte.[3])

---

[1]) B. v. Inkey, Nagyág und seine Erzlagerhütten. 1885. Bes. pag. 146 ff. — F. Pošepný, Einige Resultate meiner bisherigen Studien im Verespataker Erzdistrict. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1867, pag. 99. — Vorlage der geologisch-montanistischen Generalkarte des Goldbergbaues von Verespatak in Siebenbürgen. Ibid. 1870, pag. 95. — Bemerkungen über die durch Herrn Ch. Moore entdeckte Petrefactenführung der Erzgänge Nordwestenglands. Ibid. 1870, pag. 273. — Ueber die Glammgesteine Siebenbürgens. Ueber typhonische Gesteinsmassen. Ibid. 1871, pag. 93 u. 94.

[2]) Neues Jahrbuch für Min. etc. 1886, Bd. I, pag. 423.

[3]) Es hat übrigens fast den Anschein, als hätte das vielfach Mysteriöse der Erscheinung auch auf die diesbezügliche Literatur zurückgewirkt. So hatte ich z. B. die meisten der Pošepný'schen Publicationen und jene von Tietze und v. Inkey

Die Deutungen aber, welche die Schilderer jener eigenartigen Bildungen selbst gaben, sind recht verschiedenartig. Ich werde versuchen sie wiederzugeben. F. Pošepný denkt in seiner ersten Publication an Schlammvulcane (Verh. 1869, pag. 101), später constatirt er lediglich allgemein das innige Ineinandergreifen von Dacit und Sedimentärgestein oder zweier Dacitarten und schlägt für diese Bildungen den Namen typhonische Gesteine vor (Verh. 1870, pag. 95 und erweitert 1871, pag. 94), dann meint er, dass die englischen Dowkys den Glammbildungen beiläufig entsprechen, hat aber hierbei entgegen Ch. Moore, der nur eine Spaltenfüllung von oben annimmt, auch Fälle im Auge, in denen nur das Nebengestein an der Füllung betheiligt sei (Bleiberg). Noch später unterscheidet Pošepný genauer blos mechanische Frictionsgebilde des Nebengesteines, eventuell zugleich mit einem Materialtransport längs Verschiebungsflächen (vergl. die zumal durch v. Groddeck uns näher gebrachten Gangthonschiefer des Oberharz), ferner Spaltenfüllung durch Absatz von Flüssigkeiten von oben (analog den Dowkys), aber als am zutreffendsten für die meisten Fälle stellt er die Annahme hin, dass Schlamm von der Seite wie von unten durch die Gebirgsschwere eingetrieben wurde (Verh. 70, pag. 93).

E. Tietze, welcher um dieselbe Zeit einen Glammgang von Tenka bei Maidanpeck in Serbien beschreibt, möchte hingegen „an Schlammvulcane nicht denken“ und auch einen „Vergleich mit den Dowkys nicht für völlig zutreffend halten“, sucht vielmehr die Analogie mit den Gangthonschiefern des Harz. B. v. Inkey aber hält für Nagyág (1885) die Analogie mit den Erscheinungen der Schlammvulcane für „am besten geeignet, den Schlüssel zur Lösung der Frage zu bieten“. Jene Geologen oder Montanisten, welche vor Inkey der Nagyáger Glauchbildungen gedenken — in Inkey's Arbeit sind sie aufgezählt — begnügen sich mit der knappen Schilderung des Vorkommens oder rufen — wie B. v. Cotta — lediglich aus[2]): „Wo kommen die Thonschieferbruchstücke her? fragt man vergeblich.“

durchgelesen und überall gefunden, dass „Ch. Moore bekanntlich die Dowkys Englands als Spaltenausfüllung von oben erwiesen habe“, nirgends aber auch nur die beiläufige Nennung einer der diesbezüglichen Arbeiten des englischen Geologen gefunden. In einer Notiz Pošepný's fand ich endlich den lange gesuchten Hinweis. In eben dieser Notiz spricht aber weiters Pošepný von zwei eigenen früheren Arbeiten über dieselbe Frage; es sollen sich dieselben befinden in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie vom 25. April 1870 und 19. März 1867, während sie sich aber thatsächlich in den Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt von diesen Tagen finden. v. Inkey hinwiederum verwechselt die einzelnen Arbeiten Pošepný's untereinander, übersieht die erste Notiz Pošepný's (1867) und verweist einmal auf eine Arbeit desselben Verfassers (Verh. 1870, pag. 339), in welcher wohl „Allgemeines über das Salzvorkommen Siebenbürgens“ mitgetheilt wird, aber durchaus nichts über Glamme und Dowkys, die aber wohl auf pag. 273 besprochen werden. Ich füge noch bei, dass man im Inhaltsverzeichnisse des Neuen Jahrbuches für 1868 vergebens nach der Dowkyarbeit Ch. Moore's forscht, während sie thatsächlich doch pag. 621 („Ueber abnorme Verhältnisse der secundären Ablagerungen etc.“) referirt ist.

[1]) E. Tietze, Ueber das Vorkommen eines sogenannten Glammganges zu Maidanpeck in Serbien. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstaltalt 1870, pag. 321 und „Geologische Notizen aus dem nordöstlichen Serbien“. Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1870, Bd. XX, pag. 567—600, bes. pag. 591 ff.

[2]) B. v. Cotta, Ueber die Erzlagerstätten von Nagyág in Siebenbürgen. Berg- und Hüttenmännische Zeitung. 1861, pag. 189 und B. v. Cotta und E. v. Fellenberg, Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. 1862, pag. 88.

Ebenso beschreiben jene Schriftsteller, die aus anderen ungarischen Bergbauen der analogen Erscheinung gedenken, dieselbe, ohne sie näher zu deuten, so 1847 K. Göttmann, welcher in einer Karte des Bergbaubetriebes zwischen Nagy-Banya und Nagy-Szöllös „Sandsteingänge", gebildet aus einem der Molasse ähnlichem Gesteine, ausscheidet[1]) und F. Freih. v. Andrian, der im Erzgebiete der Matra vom Bergbaurevier des Lahotzaberges die „Kupferstrasse" beschreibt als eine schwarze, mulmige Bildung, in der breccienartige, noch gut erkennbare Stücke von Grünsteintrachyt eingeschlossen sind.[2])

Wie immer man sich im Sinne des eben Mitgetheilten die eigenartigen, indess wohl zusammengehörigen Glamm- und Glauchbildungen Ungarns, resp. Siebenbürgens, welche auf einem relativ kleinen Gebiete eine so sehr grosse Zahl von Gängen, die mit klastischem Materiale gefüllt und erzführend sind, darstellen, wie immer man sich dieselben deuten will — jene Erklärung, welche auf den ersten Blick die natürlichste scheint, jene einer Einschwemmung des klastischen Materiales von oben, muss schliesslich wohl als die unwahrscheinlichste angesehen werden. Man lese nach, was Pošepný, Tietze und v. Inkey diesbezüglich sagen.

Diese Erklärung der Füllung der Spalten von der Oberfläche ist aber nach Ch. Moore[3]) für die erwähnten englischen Dowkys die wohl allein zutreffende, indem sich in den, im Kohlenkalk aufsetzenden, vielverzweigten Spalten und Hohlräumen Lias- und andere Petrefacten[4]) neben der Erzführung finden. Jüngst hat ja auch mein College Geyer[5]) diese thonigen und Sandsteinausfüllungen der Spalten in den Mendip Hills von Südwales und anderen Orten als Analogon zu den von ihm geschilderten Hierlatzkalkausfüllungen des transgredirenden Lias in Spalten und Taschen des älteren nordalpinen Dachsteinkalkes angeführt.

Ganz in der gleichen Weise werden ja wohl auch jene in früheren Zeiten so bekannt gewesenen Baumstämme in der Joachimsthaler Putzenwacke zu deuten sein. In dieser, welche wir mit

---

[1]) K. Göttmann, Geognostisch-bergmännische Verhältnisse der Avaser Landschaft in Ungarn. Haidinger's Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaft in Wien. 1847, Bd. III, pag. 1—13.

[2]) F. Frhr. v. Andrian, Die Erzlagerstätten der Matra. Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen. 1866, Bd. XIV, pag. 407.

[3]) Ch. Moore, nebst Notizen im Report of the Brit. Assoc. 1862, pag. 82 und 1869: On abnormal conditions of secondary deposits when connected with the Somersethsire and South Wales Coal-Basin. The Quarterly Journal of the geolog. soc. of London. 1867, Bd. XXIII, pag. 449—568.

[4]) Ob in Erzgangen sonst noch von oben hineingelangte Thierreste sich fanden, ist mir nicht bekannt. Die mancherlei uralten diesbezüglichen Angaben J. v. Born's, der aus dem Spitalergange Madreporen und J. v. Fichtel's, welcher andere organische Reste von Kremnitz und Schemnitz erwähnt, werden wohl auf Verwechslung mit thierähnlichen Gesteinsformen beruhen. Inwieweit die zugleich mit diesen Angaben von Abr. Gottlob Werner an sofort zu nennender Stelle gegebene Mittheilung, wornach v. Schlotheim, damals (1792) sein Schüler, in Gängen des Kalkes vom Lohberg an der Unstrut Gesteinsgänge, in denen sich Ammoniten und viele andere Petrefacten fanden, entdeckte, durch die spätere Forschung bekräftigt wurde, ist mir augenblicklich nicht bekannt.

[5]) G. Geyer, Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten. Jahrbuch der k. k. geolog. Reichsanstalt 1886, Bd. XXXVI, pag. 215—294, bes. pag. 224.

Jokély[1]) als Ausfüllungsmasse eines spaltenförmigen Raumes von mehr oder weniger erdiger, stellenweise tuffartiger Beschaffenheit uns vorzustellen haben, fanden sich neben zahlreichen Fragmenten von Glimmerschiefer, Granit, Quarz und Basalt zu wiederholten Malen Baumstämme, nach Unger[2]) zu einer tertiären Ulmenart gehörig, *Ulminium diluviale*. Wie immer man sich sonst auch, zumal in einer theilweise mit eruptivem Materiale gefüllten grossen Spalte die Gerölle der nicht unmittelbar in der Nähe anstehenden krystallinischen Gesteine zurechtlegen mag, die Baumstämme, gar wenn sie nach Meister Werner's Schilderung[3]) „halbversteinert mit Rinde, Aesten, Zweigen und Laub" gefunden wurden, können gewiss nur von der Oberfläche ihren Weg in den zum Theile Erz führenden Wackengang herab in eine Tiefe von 150 Klafter gefunden haben, diese selbst kann darum, mit Werner's Worten, nur „ein von oben nieder ausgefüllter ungeheuerer Riss oder Rachel in dem dortigen uranfänglichen hohen Gebirge sein". Ob ein anderes Geschiebevorkommen von Joachimsthal, von welchem Werner als „sechstem Beweise dafür, dass die Gangräume anfänglich offene Spalten der Gebirge waren" spricht, im Danielistollen, analoger Art war, weiss ich nicht zu sagen.[4]) Hier fand Werner 180 Lachter unter Tag abgerundete Gneissgeschiebe.[5])

Für Gangbildungen dieser letztgenannten Art, welche also durch mechanische Einführung von oben in offene Spalten entstanden, hat vor langen Jahren A. v. Weissenbach[6]) den Namen Sedimentärgänge vorgeschlagen gehabt. Für dieselben finden wir, wenngleich sie nicht Erz führend sind gleich den bisher gegebenen Beispielen, einige noch angeführt in des alten Naumann nie versagender Geognosie.[7]) Von Zscheila (bei Meissen) werden Trümmer von Pläner Mergel in Klüften des Granits und des Syenits von Koschütz bei Dresden genannt, und aus dem Silur südlich von St. Petersburg Thon- und Sandgänge. Analog ist wohl auch, wenn auch minder auffällig, was Geinitz bei Besprechung der Moore'schen Arbeit im Neuen Jahrbuch für 1868, pag. 621 aus Sachsen anführt: Spaltenausfüllungen des Carbon durch jung dyadische Bildungen. Einfach wohl typische Fälle von Transgression.

---

[1]) J. Jokély, Zur Kenntniss der geologischen Beschaffenheit des Egerer Kreises in Böhmen. Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. 1857, Bd. VIII, pag. 1 bis 82, bes. pag. 76.

[2]) F. Unger, Synopsis plantarum fossilium. 1845, pag. 221.

In den neuen Schilderungen, die Joachimsthal fand, ist dieses Vorkommen bereits vernachlässigt. Es gilt dies sowohl von Laube's Schilderung im I. Theile seines Erzgebirgbuches wie von jener neuesten Katzer's in seiner Geologie Böhmens, wie auch in der reichhaltigen Studie von F. Babanek, Ueber die Erzführung von Joachimsthal. Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen. 1884, pag. 1—24. Dieser erwähnt nur vom Hildebrandgang abgerundete Nebengesteinsstücke; a. a. O. pag. 22.

[3]) Abr. Gottl. Werner, Neue Theorie von der Entstehung der Gänge. 1791, pag. 1—256, bes. pag. 252.

[4]) Es ist wohl wahrscheinlich, dass es sich hier auch um einen Wackengang handelt, indem nach Jokély (a. a. O. pag. 76) der Danielistollen die Putzenwacke anfuhr.

[5]) a. a. O. pag. 69.

[6]) A. v. Weissenbach, Ueber Gangformationen. Im I. Theile der „Gangstudien" von B. v. Cotta, 1857, pag. 1—76, bes. pag. 16.

[7]) C. F. Naumann, Lehrbuch der Geognosie. 1872, II. Aufl., pag. 568.

Gänzlich übergehe ich die ja häufigen Vorkommen von scharfkantigen Bruchstücken des Nebengesteines in Erzgängen, die Brecciengänge und endlich auch die schon weit selteneren Vorkommen von Geschieben und Geröllen eines evident den Erzgang begrenzenden Gesteines. Nach dem Vorgange v. Weissenbach's werden derartige Vorkommen, wie von Porphyrgeröllen im Zinnerzgange von Sächsisch-Altenberg oder der grossen Kugelmassen eines Chloritschiefers im Zinnerzgange der Grube Relistian in Cornwall, wo derselbe Chloritschiefer den Gang begrenzt, wohl richtig gedeutet als Reibungserscheinungen. So hat auch v. Cotta die zugerundeten Bruchstücke des sicheren Nebengesteines im Glauch von Nagyág gedeutet. Wir kehren noch einmal zu diesen Bildungen Siebenbürgens zurück.

Fanden sich in ihnen Holzfragmente[1]), so muss wohl für diese Glammbildung die Betheiligung eines von oben erfolgten Transportes ganz so wie für die Holzstämme von Joachimsthal zugegeben werden. Ob aber, wie dies Tietze meint, auch die Anwesenheit der gangfremden Gerölle im Glamm von Verespatak die Annahme einer Einschwemmung von oben unbedingt nöthig macht, wenngleich er dieselben als mehr nur accessorische Bestandtheile bezeichnet, möchte ich nicht so stricte behaupten. Denn auch hier ist immer noch die Möglichkeit vorhanden, dass von einem den Glammgang selbst begrenzenden Flyschconglomerate oder aber von einer mit exotischen Blöcken erfüllten Flyschlage jene sonst fremden Gerölle stammen. B. v. Inkey hat denselben oder doch einen sehr verwandten Gedanken ausgesprochen, wenn er die fremden Gerölle von einem, in den Glamm eingebettet gewesenen Conglomeratstücke herstammen lässt. Und wenn ich nun in der Gangausfüllung des Bleiglanzbaues bei der Altendorfer Mühle eine so beträchtliche Zahl deutlich abgerollter krystallinischer Gesteine fand, so ist es nach den oben gegebenen Mittheilungen über das Vorkommen loser Gerölle in der Nähe von Culmconglomeraten, wie bei Prusinowitz und am Fusse des Milchhübels wohl sehr wahrscheinlich, dass auch jene des Ganges gleichen Ursprungs sind, dass nicht ein Wassermedium die Gerölle als solche von weit her brachte und in die offenen Spalten des Grauwackengebirges niedersinken liess, sondern dass der Erzgang an irgend einer Stelle seines Verlaufes mit einem schwarzen Schieferconglomerate grenzte, welches wir an anderer Stelle desselben Bergbaues ohnehin aufgeschlossen fanden. Sowie der Gang, dessen Ausfüllung man sich dann in gewohnter Weise denken mag, scharfkantige, kleine Bruchstücke der grenzenden Grauwacke, des grenzenden Schiefers enthält, ebenso sind ihm auch Bruchstücke eines, an irgend einer heute nicht aufgeschlossenen Stelle seines Verlaufes angrenzenden Conglomerates eingebettet. Die abgerollte Form ist dann nicht während oder knapp vor der Gangbildung entstanden, sondern lange zuvor schon dagewesen, als die Gerölle noch im festen Verbande des Conglomerates sich befanden. Und die Grösse gegenüber jener der Schieferstücke braucht doch nicht

[1]) Auch wieder ein Beitrag zu der Schwierigkeit, die diesbezügliche Literatur zu verwerthen. In keiner Arbeit Pošepný's, sondern in jener Tietze's über Serbien (a. a. O. pag. 594) findet sich nämlich die Notiz eingestreut, dass im Glamm von Verespatak manchmal Bronnites stämme sich finden.

Wunder zu nehmen, waren ja doch die Gerölle als Bestandmassen eines Conglomerates schon prädestinirt, leichter aus dem Verbande zu treten als die Bestandtheile selbst einer doch so unvergleichlich einheitlicheren Grauwacke.

Noch eines! Das Bleiglanzvorkommen von Altendorf erscheint manchmal nur in Form von grossen, runden Mugeln; man könnte nun auf den Gedanken kommen, es seien diese selbst nur grosse Gerölle, die von einem anderswo anstehenden Bleiglanzgange in die offene Spalte gelangt seien. Dann würde diese Annahme wohl auch bestimmend sein, für die Gneiss- und anderen Gerölle die gleiche Annahme directer Einschwemmung von oben vorzuziehen. Wenn man aber in Altendorf allenthalben den Zusammenhang jener mugelartigen Erzpartien mit dem geschlossenen Erzgange wahrnehmen kann, schwindet auch jegliche Nöthigung, die Gerölle von einer, nach der Culmzeit über das schon festgefügte und jedenfalls auch schon gefaltete und dislocirte Grauwackengebirge dahinziehenden Meeres- oder Flussströmung in die zu jener Zeit offenen Spalten abgeladen, sich vorzustellen. Und hinsichtlich der relativ bedeutenden Grösse der Gerölle gegenüber jener von den noch in Culmconglomeraten eingeschlossenen, verweise ich auf die gleiche Thatsache, die bei Prusinowitz so gut wie am Milchhübel zu beobachten war, wo ja über die Natur jener Gerölle kein Zweifel sein konnte.

Ferner muss wohl an die in der letzten Zeit viel besprochenen [1]) Rundmassen in der Kohle von Ostrau-Karwin und anderen Orten [2]) erinnert werden, schon allein mit Hinblick auf die nicht zu grosse Entfernung beider Vorkommen, sowie darauf, dass unter den allerdings weit grösseren Ostrauer Geröllen auch ein Granulit sich fand, der nicht ganz unähnlich ist dem hier gefundenen. Indem Ostrau unweit des Conglomerate führenden Culm liegt, wäre ja auch für diese Vorkommen die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass sie aus einem Conglomerat losgelöst, in die später sich bildende Kohle eingebettet wurden. [3]) Und diese Erklärung werde ich ja wohl für die in dem Altendorfer Bleiglanzgangmittel eingebetteten Gerölle krystallinischer Gesteine als die wahrscheinlichste zu bezeichnen haben.

Die Thonschiefer als das weitere, mit den Grauwacken im innigsten räumlichen Zusammenhange stehende, durch Wechsellagerung verbundene Glied des Grundgebirges, bieten petrographisch wenig Neues. Auch die Thon-, resp. Dachschiefer unseres Gebietes enthalten vielfach krystallinische Gemengtheile, darunter die oft geschilderten „Thonschiefernädelchen“ von Rutil in ihrer stets wiederkehrenden Form von kleingehackten Haaren und schwarzen Strichen, seltener von etwas grösseren, säulchenartigen Gebilden, neben sehr vielen lichtgrünen Läppchen von Muskovit. Dieselben sind zum Theile in kleinere Partien

---

[1]) D. Stur, Ueber die in Flötzen reiner Steinkohle enthaltenen Steinrundmassen und Torfsphärosiderite. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1885, XXXV, pag. 613—648.

[2]) Ch. E. Weiss, Gerölle in und auf der Kohle von Steinkohlenflötzen, besonders in Oberschlesien. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1885, pag. 242—256.

[3]) Culmconglomeratbestandtheile dieser Grösse sind mir allerdings nicht bekannt geworden; doch erzählte mir Herr v. Tausch von solchen bis fast zur Hausgrösse aus dem Culm westlich der March in der Gegend von Prossnitz.

von Quarz eingebettet, der sehr wenig lebhafte Polarisationsfarben zeigt und leicht als authigen betrachtet werden möchte; erinnert man sich aber der Schilderung von den gewiss klastischen, mit solchen grünen Schuppen und auch mit Thonschiefernädelchen übersäten Quarzen in den schwarzen Schieferconglomeraten des höheren Culm, so wird man doch wohl eines Anderen belehrt. Ob die Muskovitläppchen identisch sind mit den Stengeln etc. der Grauwacke, möchte ich nicht mit aller Sicherheit entscheiden; Stengel und überhaupt deutlich krystallisirte Elemente sah ich in keinem der Dachschiefer, sondern eben nur die unregelmässigen Schüppchen und Blättchen. Eine Trennung allothigener von den authigenen Gemengtheilen ist auch in den hier untersuchten, so ausserordentlich dichten Schiefern eine kaum zu lösende Aufgabe.

Die gebänderten Thonschiefer, die man an etlichen Stellen, zumal in den tieferen Lagen des Culm sieht, sind eine lagenweise, oft nur Decimeter breite Wechsellagerung mit feinkörniger Grauwacke, die dann meist mürbe, oft nur als sandige Zwischenlage innerhalb der Thonschiefermasse erscheint. Die „Bordenschiefer" im Culm Thüringens sind ein völliges Analogon.

Alaunschiefer, wie sie innerhalb des Culmgebietes von Oesterreichisch-Schlesien bei Gross-Pohlom (südöstlich von Troppau) und nordwestlich von Jägerndorf bei Tropplowitz seit langer Zeit bekannt sind, als Thonschiefer, die reich an zersetzten, fein eingesprengten Pyriten sind, fehlen in dem hier geschilderten Culmgebiete völlig. Es ist dies um so mehr zu bedauern, als die genannten Alaunschiefer vielleicht eine stratigraphische Bedeutung besitzen, indem sie den oberen Abtheilungen des Culm, ähnlich wie in anderen Gebieten, eigen zu sein scheinen.

Griffelschiefer, die gleichfalls aus anderen Culmterrains angegeben werden, sind dagegen unserem Gebiete nicht ganz fremd; sie stellen aber lediglich durch Cleavage bedingte Absonderungserscheinungen von gewöhnlichen Dachschiefern dar. Nach Wolny[1]) wurden die Erzeugnisse einer eigenen, heute vergessenen Wetzschieferindustrie in anderen Theilen von Mähren ausgeführt. Der Hauptsitz dieser Industrie war Neudorf (an der Grenze der Kartenblätter M.-Weisskirchen und Freudenthal, nördlich von Bernhau), die Zeit etwa die Dreissiger-Jahre.

Die Dachschiefer nun als die besonders dichten, leicht und meist in dünnen Schichten spaltbaren Thonschiefer, in denen die massenhaft eingestreute kohlige Substanz die Schwarzfärbung bedingt[2]) gegenüber den meist etwas lichteren, durch keine Spaltbarkeit und grössere Beimengung feinsten klastischen Materiales gekennzeichneten Thon-

[1]) a. a. O. I, pag. XXII.

[2]) Sonst weicht die petrographische Zusammensetzung nicht ab von jener der eigentlichen Thonschiefer; auch die dichtesten und dunkelsten Dachschiefer unseres Culm sind zu grossem Theile aus krystallinen Elementen, dem lichten Glimmer in erster Linie zusammengesetzt; was man thonige Substanz nennen könnte, fehlt wohl so gut wie ganz. Ich kann darum v. Groddeck's Ausspruch („Studien über Thonschiefer, Gangthonschiefer und Sericitschiefer." Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1885, pag. 50): „In den Lehrbüchern werden alle Thonschiefer zu den Thongesteinen gestellt, was nach den vorliegenden Untersuchungen über Culmschiefer des Harz nicht mehr geschehen darf" und dass sie „kryptokrystallinische Glimmerschiefer" seien, nur beipflichten.

schiefern, sind mit diesen natürlicher Weise in noch weit höherem Grade als mit den Grauwacken durch Zwischenglieder und Uebergänge verquickt. Dabei lässt sich jedoch die einigermassen unerwartete Wahrnehmung machen, dass die Dachschiefer keineswegs streng im Streichen der eigentlichen Thonschiefer gelegene Modificationen derselben darstellen, dass vielmehr Partien eines längeren Thonschieferzuges, die vermöge ihrer Spaltbarkeit, Dichte und Färbung als Dachschiefer anzusprechen sind, eine ganz unregelmässig zum Streichen dieses Zuges gestellte Linse innerhalb desselben ausmachen. Wollte man daher lediglich die eigentlichen und oft abgebauten Dachschiefer zu Zügen gruppiren, so würde in manchen Fällen ein Bild geliefert werden, das geeignet wäre, von den für das Gebiet massgebenden Streichlinien eine falsche Vorstellung zu erwecken. Es erinnert dieses Verhalten der echten Dachschiefer zum Thonschiefer im Allgemeinen einigermassen an den Adelsvorschub von Erzgängen, wo ja auch nicht selten unregelmässig zum Hauptstreichen derselben der Haupterzadel sich einstellt.

Verzichten wir denn im Sinne dieser Ausführung darauf, die Dachschiefer von den Thonschiefern zu trennen, so gelingt es uns auf der anderen Seite, wenigstens insoweit eine Trennung von den Grauwacken durchzuführen, als wir angeben können, in diesen oder jenen Partien hat der Thonschiefer eine grössere Verbreitung, ohne dass jedoch innerhalb derselben die Grauwacke etwa gar nicht anzutreffen wäre. Die Grauwacke fehlt eben, von dem unmittelbaren Hangenden der Würbenthaler Unterdevonquarzite bis zu den Kohlensandsteinen der Ostrauer Mulde hinaus, im ganzen Niederen Gesenke nie und nirgends. Kaum ein Schieferbruch, ob Devon, ob Culm, wird sich da nachweisen lassen, in dem nicht wenigstens eine Grauwackenbank dem Schiefer zwischengelagert wäre. Eben darum muss es, will es mich bedünken, eine nicht ganz zutreffende Vorstellung erwecken, wenn die unser Gebiet zu so grossem Theile zusammensetzende Culmformation direct als „Mährisch-schlesischer Dachschiefer" bezeichnet wird. Die Flora, um deren willen Stur ja in erster Linie diese Bezeichnung aufstellte, ist allerdings fast allein dem Dachschiefer eigen, aber dieser selbst ist nur ein Glied des Thonschiefers und über beide herrscht weit vor die Grauwacke.

Ueber Abarten der Dachschiefer hat, nachdem vorher Hochstetter[1]) über die mährische Dachschieferindustrie Mittheilungen gebracht, die zum Theil auch auf die uns hier beschäftigenden Fragen sich beziehen, Stur in seiner grossen paläontologischen Arbeit sich geäussert. Er unterscheidet[2]) Klotz-(Block-)schiefer, Stockschiefer und Blattelschiefer. Gelegentlich meiner Besuche vielfacher Dachschieferbrüche habe ich indess nur von Klotz- und Blattelschiefern reden hören, wie auch Tschermak gelegentlich einer kurzen, das Gebiet streifenden Notiz[3]) nur dieser beiden, aus dem Munde der

[1]) F. Hochstetter, Die Dachschieferindustrie in Mähren und Schlesien. Oesterr. Revue. 1865, III, pag. 136 ff.

[2]) a. a. O. pag. 94.

[3]) G. Tschermak, Aufschlüsse an der mährisch-schlesischen Centralbahn. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1871, pag. 201—206.

Schieferbrucharbeiter stammenden Bezeichnungen für Abarten des Dachschiefers erwähnt. Und indem nun Stur's Stockschiefer im Wesen und in seiner Verbreitung vom Blattelschiefer nicht zu sehr abweicht, mag es genügen, die Klotz- und Blattelschiefer allein in die geologische Fachsprache herüberzunehmen. Der Unterschied zwischen beiden ist wohl kurz der, dass die ersteren in Folge transversaler Schieferung nicht im Sinne der Schichtung, sondern unter einem Winkel zu dieser spalten, während die Blattelschiefer Schichtung und Schieferung gemeinsam haben und nach dieser in meist dünne Blätter spalten. Stur's Stockschiefer unterscheiden sich nur insoweit hiervon, als sie in dicke Blätter, aber doch auch parallel der Schichtung spalten. Die transversale Schieferung nun ist zum grössten Theile den unmittelbar über der angenommenen Devon-Culmgrenze folgenden Schiefern eigen; und indem Stur diese, durch das Auftreten der Transversalschieferung gekennzeichnete Zone zugleich als eine altersverschiedene Zone der weiter östlichen des Blattelschiefers entgegenstellt, ist er mit Benützung dieser petrographischen Behelfe zu einer Altersgliederung des Culm gelangt. Wenn wir uns aber erinnern, dass wir nahe der unteren Grenze des Culm, wo wir also jetzt der häufigen Transversalschieferung begegnen, im Schichtenbau vielfache Unregelmässigkeiten wahrgenommen haben, so ist es wohl gestattet, auch das Auftreten der Transversalschieferung mit diesen Lagerungsstörungen in Zusammenhang zu bringen. Dass eben dieses Grenzgebiet ferner durch das häufige Auftreten der Quarzmassen bezeichnet ist, sei noch erwähnt. Es liegt in der Natur der Sache, dass eine scharfe Grenze, bis zu welcher die Transversalschieferung anhält, nicht gezogen werden kann. Wir begegnen ihr ja auch noch in Gebieten, die schon ziemlich abliegen von der Devon-Culmgrenze; im Gebiete von Stur's Blattelschiefer, z. B. in Siegerzau.

Indem also die Transversalschieferung in erster Linie da erscheint, wo wir Lagerungsstörungen sahen, d. i. an der Basis des Culm, sie aber auch in höheren Partien nicht fehlt, werden wir wohl von diesem petrographischen Gesichtspunkte aus nicht in der Lage sein, die durch diese Transversalschieferung ausgezeichneten Schiefer als eigene Abtheilung von den übrigen, nach der Schichtung spaltenden zu trennen. Nach dem Wesen der eingelagerten Dachschiefer aber die sie bergenden, viel mächtigeren Grauwackenschichten zu gliedern, wird nun schon gar nicht möglich sein, wenn dieser petrographische Unterschied der Schiefer selbst, insoweit wir ihn durch die Transversalschieferung bedingt sahen, ein so wenig sicheres und für eine Altersgliederung verwendbares Kriterium abgibt. Wir stehen somit nach all dem Gesagten lediglich vor der Möglichkeit, die mit den Dachschiefern vereinten Thonschieferzüge als eigene petrographische Glieder von der hauptsächlich herrschenden Grauwacke abzutrennen mit der oben schon gemachten Einschränkung, dass auch innerhalb dieser Schieferzüge die Grauwacke keineswegs fehlt, vielmehr durch Wechsellagerung, die im Kleinen entwickelt die gebänderten Schiefer schafft, seltener durch directe Uebergänge mit den Schiefern verbunden ist.

Diese Gebiete des Blattes M.-Weisskirchen aber, in denen die Schiefer vorherrschen, sind folgende:

Innerhalb des dem Devon zugetheilten Grauwackengebietes liess sich ein Schieferzug in der Gegend der Tscheschdorfer Säuerlinge verfolgen, etwa nordöstlich von Domeschau im Bielkowitzer Bach bis Petersdorf. Mit der devonischen Grauwacke, den Kalken und Diabasen weiter westwärts fällt der Schiefer übereinstimmend, nicht flach nach Südost. Gelegentlich der Aufnahme von Blatt Freudenthal habe ich Mittheilung gemacht[1]) von den innerhalb der devonischen Grauwacke ausgeschiedenen Schieferzügen; indem nahe der Grenze dieses Kartenblattes sich keiner nachweisen liess, entfällt die Aufgabe, einen solchen in das Nachbarblatt zu verfolgen.

Dem Westflügel des ersten Culmsattels gehört die kleine Schieferlinse der Bauden südwestlich von Giebau an, regelmässig Nordwest fallend. Wie es scheint, die Aufwölbung des Culmsattels mitmachend, verläuft ein weiterer Schieferzug bei Domstadtl. Gegenüber dem vielfach aufgeschlossenen Nordwestfallen im westlichen Theile des Zuges, welcher vom Hammerberg bis zum Polzerberg reicht, konnte ich allerdings nur an einer Stelle im Nordosten das dem Gegenflügel entsprechende Verflächen sehen. Der südliche Parallelzug bei der Seibersdorfer Mühle gehört wohl ganz dem Ostflügel an; ein Aufschluss im Südwesten bei der Herrenmühle a. d. Feistritz, der entgegengesetztes Einfallen zeigte, war zu unsicher, um daraufhin auch hier einen Antiklinalaufbau anzunehmen. Der Zug keilt sich an der europäischen Wasserscheide bei Herlsdorf aus. Wieder von der Feistritz, unterhalb Grosswasser, erstreckt sich, hier sowie bei Schmeil ziemlich deutlich antiklinal gebaut, ein lang verfolgbarer Zug über Liebau, wo er sich ungemein flach legt, einen eigentlichen antiklinalen Bau wohl nicht mehr sehen lässt, um da, wo er nordöstlich von Liebau in's Blatt Freudenthal übertritt, sogar die Andeutung eines synklinalen Aufbaues zu zeigen! Die kleinen Schieferlinsen der unteren Feistritz von Hombock, dem Wachhübel und Nirklowitz verflächen bis auf die letzte, zugleich die relativ grösste, wahrscheinlich antiklinal gebaute, ruhig nach Südost. Völlig unsicher aber bleibt der antiklinale Bau des von Haslicht über Dittersdorf verfolgbaren Zuges. Jener an den Latscherbach gebundene gehört schon dem ganz söhlig gelagerten Gebiete an. Noch mehr untergeordnet ist im Blatte M.-Weisskirchen die Partie, welche von Bernhau in's Nachbarblatt übertritt, hier bei Tschirm bedeutungsvoll wird, sowie jene östlich von Sponau, Dobischwald und Odrau (südlich hiervon). Vorherrschend dem letzten Westflügel des Culm gehört der Zug an, welcher nordöstlich von Bodenstadt anfängt, im Jesenbach und westlich von Schlok vielleicht antiklinal gebaut ist. Durchwegs das Nordwestfallen des Culmrandes zeigt die Partie von Ohrensdorf, während jene von Pentschitz die in der Nähe der Devonkalkinseln von Radwanitz-Sobischek wahrnehmbare, unregelmässige Lagerung bei wechselnder Streichrichtung zeigt.

Ich darf ja wohl hier eine Frage aufwerfen, die sich auf diese versuchte Abtrennung der Schieferzüge bezieht: Macht sich der petrographische Unterschied der Schiefer und Grauwacke auch in dem äusseren landschaftlichen Bilde des Gebietes geltend? Man sollte

[1]) Verh. 1886, pag. 296 ff.

meinen, in hohem Grade. Denn diese beiden Bildungen sind hinsichtlich eines für die äussere Physiognomie eines Gebietes sehr wichtigen Momentes wesentlich von einander unterschieden. Ich meine ihr Verhältniss zur Aufnahme und Abgabe des atmosphärischen Wassers. Die Grauwacke und ihr Zersetzungsproduct, der die Plateauhöhen bedeckende Höhenlehm, lässt die Regenmengen im Allgemeinen, ohne sie irgend begierig einzusaugen, an der Oberfläche verdunsten, resp. in rasch sich sammelnden Bächen abfliessen, die dann in der regenlosen Zeit bedenklich leer sind. Das wenige Wasser aber, welches in die Fugen der Grauwacke eindringt, sickert weiter, bis es die nächste Schieferbank erreicht. Der Schiefer ist es, der das Wasser festhält. Daher die grosse Quellenarmuth in den reinen Grauwackengebieten, das ergiebige Vorhandensein von Quellen da, wo grössere Schieferpartien sich zwischenschieben. Und wenn nun für die eigentlichen Schieferzüge doch kein besonderer physiognomischer Unterschied gefunden werden kann, so mag dies wohl darin seinen Grund haben, dass eben auch da die Grauwacke eine unter der Oberfläche nicht geahnte Verbreitung hat, indem sie wohl meist von Dammerde verhüllt ist, während die scharfkantigen Schieferbruchstücke sich ohne diese dem Auge darbieten.[1]) Jener durchgreifende Unterschied in der äusseren Physiognomie aber, von dem ich einleitend sprach, der Unterschied zwischen den breiten, kahlen, gleichmässig weit sich hinziehenden Plateaurücken mit den das Regenwasser kaum durchlassenden, stets feuchten Wiesen und Waldbüschen in den leichten Einkerbungen und dann den tief eingeschnittenen, meist engen Thälern, deren steil niedergehende Hänge fast ausschliesslich der schönste Fichtenbestand schmückt und an deren Grunde wir fast die einzigen grösseren Aufschlüsse des Gebietes erblicken, dieser Unterschied ist ziemlich unabhängig von dem Grauwacken- oder Schieferuntergrund. Bald sind die Thäler in die Grauwacke und bald in den Schiefer eingeschnitten und die Züge des letzteren streichen über Thäler und über weite Plateaus gleichmässig hinweg. Die einzige Abhängigkeit vom petrographischen Charakter liegt darin, dass der leichter zerstörbare Schiefer vielfach die Veranlassung gab, dass sich in ihm ein Thal eingetieft hat, relativ häufiger als in der Grauwacke.

[1]) Ich glaube nicht, dass dieses gleichbedeutend sei damit, dass die Grauwacke leichter verwittere als der Schiefer. Denn die Fälle, wo man von den Halden einstiger Schieferversuchsbrüche kaum mehr eine Spur findet (vergl. den besonders markanten Fall, den ich aus der Gegend von Bennisch in den Verh. der geolog. Reichsanstalt, 1886, pag. 298 erwähnte), sind häufiger als analoge Fälle, die Grauwacke betreffend. Aber die Grauwacke zerfällt in grössere Stücke als wie der Schiefer; jene werden bei der trotz aller Beschwerniss eines unergiebigen Bodens ungemein fleissigen Felderwirthschaft sorgsam aus dem Boden gelöst und längs der Felderraine zu jenen oft grossartigen Mauern angehäuft, die der Bewohner des niederen Gesenkes als die Steinmauern bezeichnet; der in kleine Splitter zerfallende Schiefer aber wird liegen gelassen. Es geht daraus hervor, wie ungemein wichtig zur richtigen Abschätzung es ist, diesen Steinmauern der Felder ein sorgsames Auge zuzuwenden. Die gewaltigen Dimensionen derselben gehen aber daraus am besten hervor, dass ein erfahrener Bergmann, wie v. Wolfskron, in solchen Steinmauern eines weit westlicheren Theiles unseres Gebirges auf den ersten Blick hin die Haldenreste alter Bergbaue zu sehen vermeinte (vergl. die jüngst erschienene Arbeit „Die Goldvorkommen Mährens", Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 1889, pag. 258).

Indem wir aber den Waldschmuck auch in den Thälern, die in der Grauwacke verlaufen, wahrnehmen, so gut wie den kahlen Charakter der felderbebauten Hochflächen auch da, wo diese Schiefergrund entblössen, erkennen wir wohl, dass hier der petrographische Unterschied bedeutungslos ist, dass hier ein ganz anderes Moment den landschaftlich so auffälligen Unterschied zwischen den kahlen Hochflächen und den bewaldeten steilen Thälern bewirkte: die Culturarbeit des Menschen, welche die flachen Höhen eher der Herrschaft des Pfluges zuführte als die jäh niedergehenden Thalwände In ganz ähnlicher Weise ist auch der völlig gleiche Charakter, den das (Culm-) Grauwackengebiet Thüringens bietet, unabhängig von den zwischengelagerten Schiefern. Man vergleiche die so überaus lichtvolle und klare Schilderung, die E. Zimmermann jüngst von der Oberflächenphysiognomie des südthüringischen Culmgebietes [1]) entworfen hat, eine Schilderung, die im Ganzen wie in den meisten Details auch auf unser Culmgebiet, aber auch auf das Grauwackengebiet überhaupt innerhalb des Niederen Gesenkes übertragen werden könnte.

Zur Gliederung des Culm.

Abgesehen von dem mitbenützten petrographischen Momente, von dem bereits gesprochen wurde, hat der genaueste Kenner unserer Culmflora [2]), D. Stur, den mährisch-schlesischen Culm auch in paläontologisch auseinander zu haltende Glieder getheilt.

Stur steht hinsichtlich der Gliederung des sudetischen Culm auf ganz demselben Standpunkte, der auch für jenes zweite Evangelium der nordmährisch-schlesischen Geologie massgebend ist, für Römer's Geologie von Oberschlesien. dass nämlich gegen Ost zu immer jüngere und jüngere Schichten erscheinen, also Aufbrüche älterer Bildungen innerhalb des Herrschbezirkes von jüngeren nicht vorhanden sind. Sowie bei Römer auf das Unterdevon das Mittel- und Oberdevon, endlich der Culm folgt, so folgt auch bei Stur auf die im äussersten Westen des Culmgebietes entwickelte älteste Culmstufe eine mittlere und schliesst der Culm im äussersten Osten mit den jüngsten Bildungen ab. Auch ich habe bei meinen bisherigen Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten unter dem Einflusse einer so hervorragenden Autorität wie Römer von eben demselben Standpunkte aus die Aufnahmen durchgeführt und gestehe auch heute wieder, wo es sich mir um die Schilderung des Culm handelt, dass ich keinerlei Beweis in Händen habe, mit dem sich die Unrichtigkeit dieses Römer'schen und dieses Stur'schen Standpunktes erweisen liesse. Doch ebenso wie für die von Römer als Oberdevon ausgeschiedenen Bennischerschichten, die den

---

[1]) Erläut. z. geolog. Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. XL. Lief., Bl. Liebengrün, pag. 3—8.

[2]) Von den bei Stur erscheinenden Fundpunkten gehören folgende dem Gebiete des Blattes M.-Weisskirchen an, nämlich Seibersdorfer Mühle, Grosswasser und Waltersdorf; nicht genannt in der „Culmflora" sind Gr.-Wisternitz, von wo Fucoiden in der Grauwacke und Hombock, von wo *Archaeocalamites radiatus Bgt.* im Dachschiefer vorliegen. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1867, pag. 18.

Ostrand des ganzen Devongebietes gegen den Culm zu bilden, sowie für diese die Möglichkeit im Auge behalten werden musste, dass sie auch eventuell einen älteren Horizont darstellen[1]) — ebenso muss wohl auch für unseren Culm die Möglichkeit festgehalten werden, dass nicht ausschliesslich der weiter gegen Ost gerückte Herrschbereich für das jüngere Alter massgebend sei. Ich betone dies gerade mit Rücksicht auf so viele andere Culmgebiete. In diesen haben die neuen Aufnahmen so oft das Emporwölben von älter-culmischen Sätteln innerhalb einer etwa oberculmischen Schichtfolge ergeben. So ist es im Harz, so ist es in Thüringen und so ist es auch in dem uns nächsten Niederschlesien. Also nicht a priori werden wir die im äussersten Westen entwickelten Culmbildungen als die ältesten, die des Ostens als die jüngsten ansprechen dürfen. Und gerade der von mir des Oefteren betonte Umstand, dass die gewöhnliche Annahme, wornach für unser ganzes paläozoisches Gebiet nur ostfallende, d. i. also wohl in Ost überschobene Falten massgebend seien, unrichtig sei, dass auch normale Sättel zu beobachten sind, macht es ja sogar wahrscheinlich, dass auch ältere Schichten sich weiter im Osten emporwölben.

Der von Stur für die Dreitheilung des mährisch-schlesischen Culm geführte paläontologische Beweis aber ist, in möglichster Kürze wiedergegeben, hauptsächlich folgender:

Der Liegendzone eigen sind zwei neue Arten: *Goniatites prior Stur* und ein als Annelidenfährte gedeuteter Rest, *Crossopodia moravica Stur.*

Der mittleren Zone eigen sind: *Phillipsia latispinosa Sandb.*, *Goniatites sphaericus de Haan,* der nach Römer verbreiteteste Cephalopode des mährisch-schlesischen Culm, *G. mixololus Phill.* (häufig, von Römer aber auch aus dem äussersten Osten erwähnt, bei Hultschin), *G. cf. discus A. Roem., Orthoceras cf. scalare Goldf., O. striolatum H. v. M.* (gleichfalls von Römer auch aus dem äussersten Osten bei Hultschin genannt), *O. costellatum A. Roem., Pecten subspinulosus Sandb.* und *Lophocrinus speciosus H. v. M.,* wenn ich von nicht specifisch bestimmbaren und den als neue Arten erkannten Resten absehe; an Pflanzen (mit der gleichen Beschränkung): *[Sphenopteris distans Sternb.]*[2]), *Rhodea Machaneki Ett., [Rh. patentissima Ett.], Rh. Goepperti Ett., Cardiopteris Hochstetteri Ett., Archaeopteris dissecta Goepp., A. pachyrrachis Goepp., [Adiantides tenuifolius Goepp.], A. antiquus Ett.* und *Halonia tetrastycha Goepp.,* von denen aber die eingeklammerten Formen ganz wohl auch innerhalb der Ostrauer Kohlenmulde sich einstellen. *Rhabdocarpus conchaeformis Goepp.* hat wohl irrig (a. a. O. pag. 99) das Zeichen für die Ausschliesslichkeit in Zone II erhalten, indem die gleichen Samen- und Hüllenreste auch von der Seibersdorfer Mühle erwähnt werden (a. a. O. pag. 95).

Der jüngsten Zone eigen ist nur: *Equisetites cf. mirabilis Sternb.* von älteren Arten.

Der ersten und zweiten Stufe gehören gemeinsam *Stigmaria inaequalis, Lepidodendron Veltheimianum Schl.* und *Rhabdocarpus conchae-*

[1]) Vgl. meinen Reisebericht vom Jahre 1886, pag. 298, und diese Arbeit, pag. 113.

[2]) Es ist bei Stur a. a. O. pag. 99, erste Zeile von oben das Zeichen, welches die Eigenthümlichkeit für Zone II bezeichnet, irrig zu *Sph. divaricata* gestellt, die dann auch bei Zone III erscheint.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

formis Goepp. an, von denen die beiden ersteren aber in den weit höheren Schichten von Ostrau gleichfalls erscheinen.

Der zweiten und dritten Stufe gemeinsam sind: *Sphenopteris divaricata Goepp.* (auch Ostrau), *Rhodea moravica Ett.*, *Cardiopteris frondosa Goepp.*

Von neu aufgestellten Arten, die nur dem zweiten Horizont eigen sind, gibt Stur 16 an, die in der That dann auch in den Ostrauer Schichten nicht wieder erscheinen. Von solchen neuen, die erst in III. erscheinen (4 an der Zahl), findet sich *Todea Lipoldi* auch in den Ostrauer Schichten, und endlich von den 3 neuen, in II. und III. gemeinsamen, kommen 2, *Archaeopteris Dawsoni*, *Rhacopteris transitionis* auch in Ostrau vor.

Stur selbst parallelisirt die mittlere Stufe mit der niederschlesischen Localität Rothwaltersdorf (Kohlenkalkschiefer) und dem Thannthale der Vogesen, wenngleich unter den, dem letzteren Fundorte und Mähren gemeinsamen 5 Arten drei sind, die wir auch bei Ostrau finden; die Liegendzone vergleicht er mit Landshut in Niederschlesien, während dieselbe niederschlesische Localität aber später zu den weit jüngeren Waldenburger Schichten gestellt wird.[1])

Ziehe ich nun endlich noch zum Vergleiche heran, was mir von einschlägigen Beobachtungen nach dem Erscheinen von Stur's grossem Culmwerke bekannt wurde, so gedenke ich zunächst der Fossillisten, die v. Gümbel[2]) aus dem Culm des Dachschiefers von Lehesten u. a. O. gegeben hat (Fichtelgebirge, resp. Thüringen), den er als unteren Culm auffasst (nicht im Sinne Stur's). Von den diesem unteren Culm eigenen Formen finden wir *Archaeopteris dissecta Goepp.* (bei Gümbel noch mit dem alten Goeppert'schen Namen *Cyclopteris d.)*, *Cardiopteris Hochstetteri Ett.* und *Goniatites mixolobus Phill.* in der II. Zone und von den aus demselben Niveau (Gräfenthal bei Lehesten) von Schenck kürzlich[3]) beschriebenen 2 Arten ist *Cycadopteris antiqua Stur* gleichfalls der II. Zone eigen, während *Archaeopteris Dawsoni Stur* allerdings wieder auch in die Ostrauer Schichten aufsteigt.

Wie denn immer man die soeben zusammengestellten paläontologischen Details sich zurechtlegt — einen sicheren Anhaltspunkt zu einer weitergehenden kartographischen Gliederung des mährisch-schlesischen Culm, sowie zum Vergleiche, nicht mit anderen Culmablagerungen im Allgemeinen, ein solcher Vergleich wäre ja nach den grundlegenden Arbeiten Römer's und Stur's völlig überflüssig, sondern mit bestimmten Culmhorizonten gewinnt man kaum, wobei der Umstand, dass die meisten anderweitigen Culmgebiete selbst wieder ja zumeist nur nach petrographischen Momenten eine Gliederung erfuhren, erschwerend in die Wagschale fällt. Und Fossilreste, die in ihrer Stellung so problematisch sind wie die jüngst von E. Weiss aus dem Culm von Thüringen beschriebenen[4]), wurden

[1]) D. Stur, Die Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. VIII, pag. 180.

[2]) C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. 1879, pag. 535.

[3]) N. J. f. M. 1877 (briefliche Mitth. an Geinitz), pag. 279.

[4]) E. Weiss, Beitrag zur Culmflora von Thüringen. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1883, pag. 81—100.

ČESKÁ AKADEMIE VĚD A UMĚNÍ

hier obendrein gänzlich ausser Betracht gelassen, gleich jenen, welchen überhaupt kaum mehr eine stratigraphische Bedeutung zufallen kann, wenn sich darunter auch eine so stolze Leitpflanze der Culmformation von einst befindet, wie der *Archaecoalamites radiatus Bgt.*, der, nachdem ihn Stur selbst aus den Ostrauer und Waldenburger Schichten beschrieben, jüngst nun auch — ein ewiger Jude — in Schichten des Harzer Herzyns sich finden liess.[1])

Halten wir uns denn unter solchen Umständen lieber nur an die ganz allgemeinen Ergebnisse der so überaus eingehenden Stur'schen Untersuchungen. Ich glaube sie kurz wie folgt zusammenfassen zu dürfen. Die erste Zone ist noch arm an Pflanzen und an Thieren, unter denen aber die *Posidonomya Becheri Br.* schon da ist; die mittlere Zone besitzt die reichste Fauna und Flora — in ihr liegen aber auch die meisten Schieferbrüche, bekanntlich die Hauptfundpunkte von Fossilien in unserem Gebiete — während die Hangendzone kaum Thierreste (gar keine Posidonomyen) und wenig Pflanzen lieferte.

Da ist zunächst hinsichtlich des letzten Punktes auf die schon einmal erwähnte Localität bei Hultschin (Bobrownik in Preuss.-Schlesien) hinzuweisen, von der Römer neben einer nicht sicheren *Posidonomya Becheri Br.* die zwei wichtigen Culm-Cephalopoden, den *Goniatites mixolobus Phill.* und *Orthoceras striolatum H. v. M.*[2]) anführt. Ferner hat Stur selbst in der allerjüngsten Zeit von einem anderen Punkte, der zwar nicht ganz so ausgesprochen im äussersten Osten des Culmgebietes wie Bobrownik, aber immerhin schon weit in der äussersten Randzone, also der Hangendzone Stur's liegt und dem in vorliegender Arbeit geschilderten Gebiete angehört, von Schlok nämlich, gleichfalls das Vorhandensein von *Posidonomya Becheri Br.* bekannt gemacht.[3]) Schlok liegt gut sieben Kilometer von der Grenzlinie, welche Stur für die Abtrennung der mittleren und Hangendzone beiläufig angibt, im Gebiete der letzteren, und kaum zwei Kilometer von dem Beczwathal entfernt (Blatt M.-Weisskirchen), Bobrownik nicht drei Kilometer von dem Kohlensandstein des Königsberges bei Hoschialkowitz (Bl. Troppau). Noch viel früher hat aber Stur von Halbendorf, einer ausser dem geschlossenen Bereiche des Culmgrundgebirges gelegenen Culminsel im Luhathale westlich von Neutitschein, die wohl auch nur dem hangendsten Culm angehören kann, eine *Posidonomya Becheri Br.* erwähnt.[4])

Endlich wurde mir gelegentlich der Aufnahme der nordwestlichen Ecke des Blattes Neutitschein Gelegenheit, innerhalb dieser Hangendzone eine neue durch eine, wie es scheint, nicht unbedeutende Fauna ausgezeichnete Localität kennen zu lernen; indem ich noch bei Schilderung des Kuhländchens, das ich bei der hier gebotenen der südöstlichen Sudetenausläufer bei Seite liess, hierauf werde zurückkommen müssen, genüge die Nennung des Vorkommens: es ist die Grauwacke in der Gegend von Klötten gemeint. Gelang es mir selbst

[1]) E. Weiss, Zur Flora der ältesten Schichten des Harzes. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1884, pag. 176.

[2]) Geologie von Oberschlesien, pag. 55.

[3]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886, pag. 29 (Jahresbericht).

[4]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1867, pag. 18.

zwar nicht, Erhebliches von Fossilresten daselbst zu finden, so wurde doch durch die Bemühungen eines emsigen Localforschers eine nicht unbedeutende Sammlung zu Stande gebracht.[1]) Gleich Bobrownik liegt auch Klötten unmittelbar an der äussersten Grenze des Culm.

Wir haben somit von mehreren gleichmässig über das Gebiet verstreuten Punkten dieser Culm-Hangendzone das häufige Dasein von Meeresthieren festgestellt. Daraus folgt aber, entweder dass wir es hier mit Aufbrüchen der älteren, der mittleren Zone Stur's im Gebiete der jüngsten Abtheilung zu thun haben, oder aber, dass diese Eintheilung doch noch einer Correctur fähig ist, indem wir die hier angeblich fehlenden Thierreste dennoch, und zwar wie es scheint, die gleichen wie in der vorhergehenden Zone finden.

Für die Entscheidung dieser Alternative wären wohl die tektonischen Verhältnisse massgebend. Wenn sich bei Schlok z. B. das Dasein eines Schichtensattels, der sich aus dem jüngeren Gebiete aufwölbt, sicher erweisen liesse, würde die Entscheidung im ersteren Sinne zu fällen sein. Ich vermag aber diesen Beweis nicht zu führen. Wir stehen — ich bitte hier das auf pag. 120 über die Tektonik des Gebietes Gesagte im Auge zu behalten — in jener auf das äusserste, durch das constante Westfallen gekennzeichnete Randgebiet folgenden Zone, in der wir ein häufiges Schwanken der Fallrichtung beobachteten und ferner zugleich in jenem Schieferzuge, den wir von Gr.-Aujezd — siehe oben pag. 148 — gegen Prusinowitz und Schlok sich aus der umgebenden Grauwacke abheben sahen. Aber dieser Schieferzug reicht einerseits in seiner Fortsetzung auch weiter nordwärts, wo wir wahrscheinlich bereits Stur's mittlere Zone anzunehmen haben, und er ist anderseits hinsichtlich seiner Tektonik mit der umgebenden Grauwacke innig verknüpft, indem die hier gerade nicht zu armen Aufschlüsse für Schiefer und Grauwacke das gleiche, höchst unregelmässige Schwanken der Fallrichtung ersehen lassen, so dass ich nur mit grosser Reserve den Schiefer oder — nach dem Obigen — jenen Theil des Schieferzuges, dem das Vorkommen von Schlok angehört, als einen aus der Grauwacke sich aufwölbenden älteren Schichtensattel erweisen könnte. Die den Schieferzug zwischen Gr. Aujezd und dem Walde ober der Obermühle begrenzenden kleinen Aufschlüsse aber würden diesem sogar den Charakter einer Synklinale aufprägen, während andere Aufschlüsse wieder, jene beim Ostende von Prusinowitz und am Nordwestfusse des Milchhübels bei Schlok, allerdings eine antiklinale Schichtenstellung ergäben. Unter so bewandten Umständen darf ich es nicht wagen, irgend weitgehende tektonische Schlussfolgerungen zu ziehen; vielmehr erkennen wir wohl, dass das Schwanken der Einfallrichtung dem Schiefer so gut wie der Grauwacke eigen, und dass es ein vergebliches Bemühen wäre, von einer selbständigen Tektonik der Schieferzüge überhaupt zu sprechen. Darum werden wir uns für unser Gebiet wohl bescheiden müssen und die Frage nach dem Erscheinen älterer Complexe innerhalb

[1]) Ich finde eine kurze Erwähnung dieses Fossilvorkommens in der Schilderung des Culm in der Gegend von Brünn durch A. Makowsky und A. Rzehak: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn. Verh. d. naturf. Ver. in Brünn 1884, pag. 64, es werden Crinoiden und Brachiopoden *(Spirifer crenistria Ph.)* von Klötten erwähnt.

des Herrschbezirkes jüngerer als eine vorläufig noch offene zu bezeichnen und zugleich hinsichtlich der oben gestellten Alternative lieber der zweiten Eventualität uns anschliessen. Es ist dies aber jene negative, dass die völlig sichere Abtrennung einer Hangendzone von der mittleren vorläufig noch nicht als durchgeführt zu betrachten ist.

Wir stehen somit vor den folgenden unerfreulichen Ergebnissen: Wir kennen kein petrographisch sicheres Glied, das wir für eine Trennung unseres Culm verwerthen könnten; denn der Versuch etwa, die im Inneren des Culmbereiches erscheinenden Conglomerate als Aufbrüche der Liegendconglomerate zu deuten, scheitert wie bei dem analogen Versuche für die Schiefer von Schlok, an der tektonisch innigen Verbindung mit der anderen Nachbarschaft, so dass wir einzig das sagen können: Die Conglomerate fehlen an der tiefsten Basis des Culm fast niemals, sie erscheinen aber auch höher im Culmgebiete, hier zum Theile — siehe oben pag. 130 — anders, als schwarze Schieferconglomerate ausgebildet.

Wir haben aber auch in der paläontologischen Ausbeute keinen sicheren Anhaltspunkt zu einer Gliederung und können nur das hervorheben, dass die *Posidonomya Becheri Br.* schon in den tiefsten, mit den Liegendconglomeraten verknüpften Schiefern auftritt. Gegen den Culmrand zu aber erfolgt gewiss nicht ein völliges Aufhören der marinen Thierwelt, es könnte höchstens eine Abnahme derselben zutreffen. Ich habe bei der Durchsprechung des vorhandenen paläontologischen Materiales bisher fast ausschliesslich mich an jenes gehalten, welches als der weitaus reichste bisher bekanntgewordene Schatz unseres Gebietes der grossen Culmflora Stur's zu Grunde lag. Von meinem Sammeln in den Schieferbrüchen habe ich das denkbar ungünstigste Ergebniss zu berichten; allenthalben wurde mir über das Versiegen der einst so reichen paläontologischen Ausbeute geklagt; mit dem Tiefereindringen der z. Th. bergmännisch betriebenen Schieferbrüche werden die organischen Reste immer seltener oder sie sind nur mehr in verdrücktem Zustande zu finden. So kann ich denn nur des „ewigen Juden", des *Archaeocalamites radiatus Bgt.* von einem neuen Fundorte gedenken: von Ohlstadtl südlich von Liebau. Die Stur nicht bekannten Schieferbrüche des letztgenannten Städtchens selbst lieferten Cephalopodenreste, möglicher Weise *Orthoceras cf. scalare Goldf.*, doch auch in sehr verdrücktem Zustande.

Die Tektonik schliesslich gestattet bei der beschränkten Zahl von deutlichen Aufschlüssen gleichfalls keine sichere Entscheidung darüber, ob wir in unserem Culmgebiete, von West nach Ost vorschreitend, stets jüngere und jüngere Schichten durchqueren oder ob sich Aufbrüche älterer Partien zwischenschieben. Die beiläufigen tektonischen Ergebnisse habe ich oben zusammengestellt. Am wahrscheinlichsten ist mir wohl, vergl. Schlok und die mittleren Conglomerate, dass, wie petrographisch, auch tektonisch die Grauwacke und Schiefer und Conglomerate stets innig zu einander gehören. Dann ist aber auch entschieden die alte Anschauung Römer's und Stur's, wenn wir auch keinerlei feste Beweise für sie erbringen konnten, immer noch als jene zu bezeichnen, die dem bisher kennen gelernten Wesen der paläozoischen Bildungen

innerhalb der mährisch-schlesischen Sudeten am besten entspricht. Eine stricte Gliederung des Culm in unserem Gebiete in verschiedene Altersstufen aber, sei sie nun nach petrographisch beständigen Horizonten, sei sie paläontologisch begründet, ist auf der Karte heute noch undurchführbar.

Ueberblicken wir aber noch einmal dieses Culmgebiet auf der Karte, ohne weiter nach einer Gliederung zu fragen, so werden wir doch, wie mich dünkt, zweier, der ersten positiven Momente gewahr werden. Durchschreiten wir das Culmgebiet dieser südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten rasch in der Richtung von Nordwest nach Südost, also etwa quer auf's Streichen und sodann im Streichen nach Südwest, so machen wir ein und dieselbe Beobachtung: Die Betheiligung der Schieferzüge am Aufbau der Culmformation wird geringer.

Indem wir von der angenommenen Grenze des Culm quer auf's Streichen vorwärts gehen, werden die Zwischenräume zwischen den Schieferzügen allmälig grösser, auf den Zug von Dittersdorf folgt bis zum Ostabfall des Odergebirges nur Grauwacke und nach dem Schiefergebiete von Schlok und Bodenstadt, welches nur bei Podhorn bis an die Culmgrenze selbst vorschiebt, folgt bis herab zur Beczwa fast nur Grauwacke. Noch deutlicher tritt diese Erscheinung längs der Oder, so lange sie quer auf's Schichtstreichen verläuft — Neudorf bis Odrau — zu Tage. Da sehen wir nach den untergeordneten Schieferpartien, vom Huthberg zur Oder, bei Sponau und Dobischwald bis an die wasserscheidenden Hügel von Bölten nur Grauwacken. Längs der Feistritz, im Streichen der Schichten, aber sehen wir, wie die Schieferzüge von Grosswasser und Liebau auskeilen, um sodann südwestsüdlich nur Grauwacken Platz zu machen in der Richtung zum Heiligen Berg etwa und nach dem Schieferzug von Wisternitz sehen wir im äussersten Südwesten unseres Blattes, in dem Hügelland zwischen Gr.-Teinitz und Trschitz, fast nur Grauwacke; die kleine Schieferzone von Pentschitz lässt uns hier erst wieder eine Unterbrechung wahrnehmen.

Indem wir die Abnahme des Schiefers in den südöstlicheren Theilen, d. i. nach den bisherigen und hier noch festgehaltenen Ansichten vom allgemeinen Baue der mährisch-schlesischen Sudeten, im Allgemeinen jüngeren Theilen des Culm constatiren, nähern wir uns einer von Wolf kurz ausgesprochenen Anschauung. Denn wohl darauf baute Wolf jene Gliederung des mährisch-schlesischen Culm, von der er meines Wissens nur an einer, wenig bekannt gewordenen Stelle, in den Berichten des Brünner Wernervereines spricht. [1])

Wenn ich Wolf's Gliederung trotz der oben angestellten Beobachtung, die sich mit den dieser Gliederung zu Grunde liegenden Wahrnehmungen Wolf's deckt, nicht in der Karte ersichtlich mache, so hat dies seinen Grund, dass dieses Zurücktreten des Schiefers in den höheren Lagen ja ein so allmäliges, keineswegs an allen Orten gleichmässiges ist und — ich möchte sagen — dem subjectiven Gefühle einen

[1]) V. Jahresbericht des Wernervereines zur geologischen Durchforschung von Mähren und Schlesien. 1859.

so weiten Spielraum gewährt, dass bei dem oben hervorgehobenem Mangel irgend eines hierbei als leitend verwendbaren petrographischen Horizontes eine halbwegs sichere Grenzlinie unmöglich zu ziehen wäre. Ich begnüge mich darum, das Moment der Schieferabnahme in den höheren Schichten zu bemerken, ohne eine Gliederung heute darauf zu gründen, wobei ich davon ganz absehen will, ob die Bezeichnung „Flötzleerer Sandstein," wie ihn Wolf wohl von Westphalen und Nassau herübergenommen, wo er als stratigraphische, freilich auch nicht ganz sichere Bezeichnung gebraucht wird, der Stellung unserer oberen Culmschichten entspricht. Die Grenze zwischen diesen zwei Wolf'schen Gliedern dürfte nach Andeutungen, die ich in einer Versuchskarte Wolf's finde, westlich der Neudorfer Mühle, zwischen Zienberg und Rudelzau, östlich von Siegerzau, gegen Südwest ziehen. Oestlich treten die Schiefer in der That sehr zurück.

Darauf, dass auch im Streichen südostwärts die Grauwacke mehr und mehr herrschend wird, muss später noch etwas zurückgekommen werden. Hier möchte ich nur das betonen, dass in der weiteren Streichfortsetzung der Culmformation, also jenseits der weiten Marchebene und mithin nicht mehr dem Begriffe der mährisch-schlesischen Sudeten unterzuordnen, über Prossnitz, Drahan gegen Brünn die Vorherrschaft der Grauwacke immer auffälliger wird. Für das Gebiet zwischen Drahan und Brünn hebt Makowsky das gänzliche Fehlen der Thonschiefer hervor und aus Mittheilungen meines Collegen v. Tausch geht zugleich hervor, dass die Grauwacken und Conglomerate hier (Drahan-Prossnitz) durch ganz besonders grobes Korn ausgezeichnet sind.

Ist mithin die Ausbeute an Beobachtungen welcher Art immer, die eine weitere Gliederung des grossen Culmterrains gestatten möchten, für unser Kartenblatt eine so unbedeutende geblieben, so mag uns ein kurzer Blick auf anderweitige Culmgebiete, selbstverständlich solche, in denen die wirkliche Culm-, nicht die Kohlenkalkfacies vorherrscht, in denen eine weitgehende, sei es lediglich petrographische, sei es stratigraphische Trennung gelungen ist, gestattet sein, der uns vielleicht dann unser Culmgebiet auch näher bringt.

Im Harz war es, wo Römer der Aeltere zuerst auf deutschem Gebiete den von den englischen Geologen übernommenen Formationsnamen des Culm überhaupt anwendete. Verweilen wir denn hier einen Moment. A. Römer schuf da die Grundlage, auf der vor Allen Lossen und v. Groddeck weiter arbeiteten.

Die neue, durch Lossen, v. Groddeck, Halfar u. A. durchgeführte Aufnahme des hier in Frage kommenden nordwestlichen Harzes liess für den Culm die folgenden, petrographisch von einander trennbaren und altersverschiedenen Zonen unterscheiden und auf den Specialkarten zur Darstellung bringen[1]) (von unten nach oben):

1. Kieselschiefer, Adinole, Wetzschiefer, dünnblätterige Thonschiefer, selten Kalke, Grauwacken und Diabase.
2. Posidonomyenschiefer, selten Kalke.

[1]) Man vergl. A. v. Groddeck, Abriss der Geognosie des Harzes. 2. Auflage. 1883, wo auch weitere Literaturangaben.

3. Conglomeratfreie (Clausthaler) Grauwacke mit Schieferlagen.
4. Conglomeratische (Grunder) Grauwacke mit Lagen feinkörniger Grauwacke und Schiefer.

Posidonomya Becheri Br. fehlt nur in der obersten Grauwacke, in der überhaupt nur mehr Pflanzenreste zu Hause sind, wie andere marine Thierreste auch schon in 3. sehr selten sind. Im Kieselschiefer aber fehlen die Pflanzen noch ganz. v. Groddeck[1]) hat darauf hin wie auch mit Rücksicht auf den petrographischen Habitus, die Zunahme nämlich der auf eine grössere Küstennähe hinweisenden Gesteinsbildungen in den höheren Etagen, in scharfsinniger Weise die allmälige Hebung des Meeresbodens, resp. die Annäherung einer Festlandküste wahrscheinlich zu machen gesucht.

Blicken wir hinüber nach Ostthüringen. Die Gliederung des Culm scheint hier eine im grossen Ganzen ähnliche zu sein. An einer Stelle (Ebersdorf) im Liegenden Kieselschiefer[2]), der sonst allerdings fehlt, wie auch der Kalk, der im südlichen Vogtland den untersten Culm darstellt, weiter nördlich (also im eigentlichen Ostthüringen) ungemein zurücktritt.[3]) Dagegen liess sich daselbst ohne Ausnahme wenigstens eine untere Abtheilung, in der die Schiefer vorherrschen, und eine obere, in der die Grauwacke prävalirt, unterscheiden. Eine weitergehende Detailgliederung erwies sich allerdings hier ganz wie bei uns in Mähren als undurchführbar. Nebst dem Mangel an anderen Gesteinen als immer und ewig Schiefer und Grauwacke ist auch dieses Moment der Unmöglichkeit einer weitergehenden Gliederung ein leider wenig erfreuliches, den mährischen Culm mit dem von Ostthüringen einigendes Band. Man schlage auf's Gerathewohl eine der letzten, das Gebiet berührenden, von K. Th. Liebe und E. Zimmermann bearbeiteten Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten auf, etwa Blatt Liebengrün und man findet dort einen Stossseufzer folgender Art: „Es war darum das Bestreben vorhanden, eine eingehende Gliederung dieses mächtigen Schiefercomplexes auf petrographischer oder paläontologischer Basis vorzunehmen oder leitende Horizonte aufzufinden. Leider aber hat sich keine bestimmte Reihenfolge der Schichten im Einzelnen oder wenigstens eine charakteristische Schicht, die auf eine bestimmte Stelle der Reihenfolge beschränkt wäre, mit unzweifelhafter Sicherheit auffinden lassen. Vielmehr sind die verschiedenen Gesteine in unregelmässiger Wechsellagerung im kleinsten (handstückweise) wie in grösserem Massstabe mit einander verbunden. Nur die Regel hat sich auch hier herausgestellt, dass in den tieferen Schichten die Thonschiefer, in den höheren die mittelkörnigen Grauwacken vorherrschen, und dass die letzteren seltener durch Schiefer oder Sandsteineinlagerungen unterbrochen werden, als die Schiefer der älteren Stufe von Sandsteinen und Grauwacken". [4])

---

[1]) A. v. Groddeck, Zur Kenntniss des Oberharzer Culm. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. 1882, pag. 64.

[2]) E. Dathe, Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt. 1881, pag. 308.

[3]) K. Th. Liebe, Die Seebedeckungen Ostthüringens. Gera 1881, pag. 11.

[4]) Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. XL. Lief. Blatt Liebengrün, bearbeitet von E. Zimmermann, 1888, pag. 21.

Immerhin erkennen wir die Andeutung des untersten Harzer Culm und in der mächtigen Vertretung der höheren Harzer Horizonte das gleiche Gröberwerden des Korns, das Näherrücken der Küste, die nach Liebe (Kalk nur im südlichen Gebiete) nordwärts stets näher gelegen haben muss. Paläontologisch lässt sich dieses Moment nicht so schön wie im Harz erweisen: *Posidonomya Becheri* und andere Thierreste fehlen ganz und von den Pflanzen sagt E. Weiss, „dass sich vielen derselben eben sowohl devonische Verwandte an die Seite stellen lassen als solche des Culm, und gerade solche Formen selten sind, welche für den Culm besonders typisch sind".[1])

Betrachten wir den Culm von Westphalen, so erblicken wir hier ganz im Gegensatze zu Ostthüringen gerade die untersten Harzer Horizonte mächtiger entwickelt, nämlich die Kieselschiefer mit Adinolen, Thonschiefern, Kalken und selten Grauwacken mit spärlichen Posidonomyen, doch anderen Meeresthieren, höher hinauf eigentlichen Posidonomyenschiefer, der aber auch Kalklager führt und im obersten Horizonte Alaunschiefer. Darauf folgt, was Lottner[2]) in seiner Geologie des westphälischen Steinkohlengebirges als „flötzleeren Sandstein" im Sinne der Engländer bezeichnet und vom Culm abtrennt. Wenn auch v. Groddeck an einer Stelle diesen flötzleeren Sandstein Westphalens nicht dem Culm zurechnet[3]), ist er doch an anderer Stelle[4]) nicht ganz abgeneigt, wie nebenbei bemerkt sei, die oberste Harzer Grauwacke, die er sonst doch als Culm anführt (vergl. auch die Karte auf Tafel II) mit dem flötzleeren Sandstein zu vergleichen.

Ebenso zeigen die „eigentlichen Culmschichten" Nassaus, denen der bekannte Fossilfundort Herborn angehört, zu unterst wieder die Kieselschiefer mit Einlagerungen von Kalken und Adinolschiefern in mächtiger Entwicklung, worauf Posidonomyenschiefer mit Alaunschiefern und Sandsteinen, sehr selten schwachen Kalkstraten und Quarziten folgen. Dann kommt wie in Westphalen der flötzleere Sandstein.[5]) Auch hier gilt von diesem das Gleiche wie in Westphalen; ist er zum Culm noch zu rechnen, so ist er ein Analogon zu den oberen Grauwacken im Harz; gehört er nicht mehr zum Culm, so fehlen diesem eben die im Harz u. a. O. entwickelten höheren Partien der Culmformation, wobei der „Culm" stets im engeren alten, nicht im weiteren Sinne Stur's gemeint ist.

Die kleine Culmmulde am Rande des sächsischen Erzgebirges, jene von Chemnitz-Hainichen, wird auf Grund neuer, bei der letzten Aufnahme gemachter Funde von dem Specialforscher dieses Gebietes, Th. Sterzel[6]), neuerlich wieder mit aller Entschiedenheit für den echten Culm in Anspruch genommen, nachdem Stur es zuvor in die höheren Ostrauer und Waldenburger Schichten gestellt hatte. In diesem

[1]) E. Weiss, Beitrag zur Culmflora von Thüringen, Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanst. f. 1883, pag. 81—100.

[2]) F. H. Lottner, Das westphälische Steinkohlengebirge. Iserlohn 1868, pag. 31.

[3]) a. a. O., pag. 54. Der Harzer Culm vereint die Ausbildung des westphälischen (nur Kiesel- und Posidonomyenschiefer) mit dem schlesischen (Vorherrschen der Grauwacke).

[4]) Auf gleicher Seite im Absatze zuvor.

[5]) C. Koch, Paläozoische Schichten und Grünsteine in den herzoglich nassauischen Aemtern Dillenburg und Herborn. Jahrb. d. Ver. f. Naturkunde in Nassau. XIII, pag. 85—329, speciell pag. 294 ff.

[6]) Th. Sterzel, Ueber die Flora und das geologische Alter der Culmformation von Chemnitz-Hainichen. 1884.

Gebiete ist die Ausbildung abweichend von jeder bisher erwähnten, wohl entsprechend der Ablagerung in einem räumlich beschränkten Bassin. Hier beginnen nämlich nach den ietzten Schilderungen durch Th. Siegert[1]) und A. Rothpletz[2]) die Ablagerungen mit einem Grundconglomerat, worauf ein mächtiger Schiefersandsteincomplex folgt, der die bekannte Flora führt und der an einer Stelle durch einen, marine Fossilien führenden Kalk faciell vertreten ist. Ein Granitconglomerat schliesst ab.

In ganz allmäliger Weise lässt sich, wie v. Gümbel[3]) gezeigt hat, der Uebergang aus der in Thüringen so massgebenden Dachschieferfacies des unteren Culm in jene Ausbildung verfolgen, die v. Gümbel als die Fichtelgebirgsfacies bezeichnet. In dieser Ausbildung zeigt der untere Culm sich derart mannigfaltig wie im Harz zusammengesetzt aus Thon- und Kieselschiefern, Grauwacke und Kalk, während der obere Culm wieder durch das Ueberwiegen der Grauwacken und Conglomerate über die Schiefer bezeichnet ist.

Ueber die Gliederung eines anderen westdeutschen Culmgebietes, das durch den einen Fossilfundort Thann seit langer Zeit bekannt ist, des Culmgebietes in den südlichen Vogesen, liegen nur wenig Beobachtungen vor. G. Meyer hat jüngst auf Grund einer Begehung, bei der nicht in's Detail eingegangen werden sollte, drei Zonen unterschieden[4]), von deren unterster, oft quarzitisch ausgebildeten, allerdings die Zugehörigkeit zum Culm nicht ganz zweifelsohne feststeht. Die mittlere Zone ist die fossilführende und gestattet stellenweise eine Unterabtheilung in einen tieferen Schiefer- und einen höheren eigentlichen Grauwackenhorizont. Die oberste Zone zeigt die Grauwacke von grobem Korn, conglomeratisch.

Das dem mährisch-schlesischen Culmgebiete nächstgelegene ist jenes von Niederschlesien.[5]) Drei von einander getrennte Gebietstheile bilden dasselbe. Im nördlichen, dem grössten (Freiburg, Altwassser etc.) liegen grobe Conglomerate an der Basis, deren Fragmente sich nach dem jeweiligen Untergrunde — stets krystallinische Gesteine — richten; dann folgen in's Hangende Grauwacken von meist grobem Korn; Thonschiefer sind wenig verbreitet, denen sich solche stellenweise einschalten, welche Geschiebe eines älteren, devonischen Kalkes führen, während nur an einem Punkte ein wirkliches, dem Culm selbst angehöriges Kalklager (Vogelkippe bei Altwasser) von bedeutendem Petrefactenreichthum bekannt wurde.

Im Hausdorfer Culmgebiete finden sich gleichfalls Conglomerate, grobkörnige Grauwacken, seltener feinkörnige und wieder untergeordnet Schiefer, die bei Hausdorf und Glätzisch-Falkenberg Kalklager ein-

---

[1]) Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Chemnitz von Th. Siegert und J. Lehmann, 1877.

[2]) Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Frankenburg-Hainichen von A. Rothpletz, 1881.

[3]) a. a. O. pag. 529.

[4]) G. Meyer, Beitrag zur Kenntniss des Culm in den südlichen Vogesen. Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen. Strassburg 1884, Bd. III, Heft 21, pag. 73—102.

[5]) A. Schütze, Geognostische Darstellung des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Abhandlungen z. geolog. Specialkarte von Preussen. 1882, Bd. III, H. 4, pag. 1—278.

schliessen. Gabbros sind nicht selten, hier wie in den nächsten niederschlesischen Culmgebieten.

Zwischen Volpersdorf, Silberberg und Glatz endlich sind die Conglomerate schon seltener als in den nördlichen Gebieten, aber die Grauwacke herrscht noch immer über den Schiefer, der hier erst im Hangenden grössere Bedeutung erlangt. Zwischen Waldgrund, Silberberg und Roth-Waltersdorf ist auch hier wieder Kalk eingeschaltet, und zwar in zwei petrographisch wie paläontologisch geschiedenen Lagern, deren Hangendes identisch ist mit den vorher genannten Kalken von Altwasser, Hausdorf, Gl.-Falkenberg; dahin gehört auch der die gleichen Kohlenkalkfossilien führende Schiefer von Rothwaltersdorf.[1]) Culminseln endlich befinden sich isolirt bei Wüstewaltersdorf und anderen Orten.

Wesentlich ergänzt wurden diese älteren Angaben Schütze's durch die Neuaufnahme Dathe's.[2]) So wies er für das dritte Gebiet (der Glatzer Grauwacke) das Dasein von Kieselschiefern nach, die über dem Kohlenkalk lagen. Für die Culmformation von Wüstewaltersdorf aber wies er das Eruptivgestein des Culm, den Kersantit, nach und kam zu dem Schlusse, dass hier eine untere Abtheilung des Culm durch Conglomerate, Grauwacken, Thonschiefer, Kalk und Kieselschiefer gebildet sei, eine höhere durch mächtige Conglomerate und grobe Grauwacken. Ergänzen wir diese älteren Angaben Schütze's durch die neueren von Dathe, denen sich auch solche von Stapff[3]) beigesellen lassen, so erkennen wir erstens, dass auch in Niederschlesien im untersten Culm Kieselschiefer und Kalk keineswegs fehlt und zweitens, dass von Nord gegen Süd eine stete Verfeinerung im Korn und endlich im südlichsten Theile auch eine grössere Betheiligung von Thonschiefern das Culmgebiet charakterisirt, während, wie es scheint, im verticalen Sinne, vom älteren zum jüngeren Culm eine Vergröberung des Kornes statthat.

Wir haben somit in sämmtlichen der hier zum Vergleich herangezogenen nächstgelegenen Culmgebiete, jenen von Niederschlesien, dem Thüringerwald und Fichtelgebirge, dem Harze, dann von Nassau, Westphalen und den südlichen Vogesen eine vielfach übereinstimmende Ausbildung und Gliederung gefunden. In keinem der Gebiete, mit alleiniger Ausnahme des noch weniger durchforschten in den südlichen Vogesen, fehlt die Zone der Kieselschiefer und in jedem derselben liegt sie, durch die Vergesellschaftung mit Kalken ausgezeichnet, an der Basis der Culmschichten. Sehr verschieden ist wohl die Mächtigkeit dieser Liegendzone und an manchen Stellen eines und desselben Culmgebietes mag sie auch ganz verschwinden. Diese unterste Zone der Kieselschiefer ist fast stets durch die ziemliche Seltenheit oder das gänzliche Fehlen der *Posidonomya Becheri Br.* gekennzeichnet, in Ge-

[1]) O. Feistmantel, Das Kohlenkalkvorkommen bei Rothwaltersdorf in der der Grafschaft Glatz und dessen organische Einschlüsse. Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft 1873, Bd. XXV, pag. 463—551.

[2]) E. Dathe, Kersantit im Culm von Wüste-Waltersdorf in Schlesien (hier auch die früheren Notizen des Verf.). Jahrb. d. kgl. preuss. geolog. Landesanstalt. 1884, pag. 562—573.

[3]) F. Stapff, Aufnahmen im Culmgebiete der Hohen Eule. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1887, pag. 79.

bieten auch, die in den höheren Schichten dieses Culmleitfossil reichlich vertreten haben. Neben diesen in den höheren Culmhorizonten fast gar nicht mehr wiederkehrenden Kieselschiefern und Kalken — nur diese letzteren reichen in dem einen oder anderen Culmgebiete höher; vergl. Nassau und Westphalen —, sowie den stellenweise entwickelten Adinolen spielen die anderen Culmgesteine eine nur ganz untergeordnete Rolle, dünnblätterige Schiefer und selten Grauwacke. Da, wo der Culm wie in Niederschlesien übergreifend auf alten Schichten ruht oder in räumlich ungemein begrenzten Bassins abgelagert ist (Chemnitz), stellen sich Conglomerate ein; wo, wie in fast allen anderen hier besprochenen Fällen, der Culm in ungestörter Fortentwicklung auf sicherem Oberdevon ruht, fehlen die Conglomerate an der Basis gänzlich.

Im Harz, in Nassau und Westphalen folgt nun eine durch die grosse Häufigkeit der Posidonomya ausgezeichnete Schieferzone, die, gänzlich unabhängig von einander, in den genannten Culmgebieten direct als Posidonomyenschieferzone mit untergeordneten Lagen meist feinkörniger Grauwacke ausgeschieden wurde. In den Gebieten, denen diese Leitmuschel überhaupt fehlt — z. B. Fichtelgebirge, Thüringen — findet sich wenigstens im Anschlusse an die Kieselschiefer eine bedeutende Entwicklung von Thon-, resp. Dachschiefer, so dass wohl in diesen Gebieten die in den erstgenannten durchführbare Trennung in einen Kieselschiefer- und eigentlichen Posidonomyenschieferhorizont unterbleiben muss, zum mindesten aber die petrographischen Kennzeichen andeutungsweise wieder zu erkennen sind, wie denn z. B. in Niederschlesien in der That im Thonschiefer vereinzelt Posidonomyen gefunden wurden.

Dann aber beginnt in sämmtlichen Gebieten das allmälige Uebergewicht der Grauwacke; noch fehlen die Schiefer keineswegs, aber sie sind in den Hintergrund gedrängt. In den Gebieten, welche eine weitere Gliederung dieser Grauwackenmasse gestatten, wie im Harz, liessen sich endlich eine mehr feinkörnige von einer höheren, grobkörnigen, conglomeratischen trennen. Auch wo eine solche weitergehende Trennung nicht direct möglich war, wird stets eine nach oben zu fortschreitende Vergröberung im Korn und immer weiter greifende Abnahme der Schieferzwischenlagen beobachtet; das gilt von Thüringen so gut wie von den Vogesen etc.

Der oben angestellte Vergleich lehrt uns aber noch ein Zweites. Hatten wir nämlich jetzt die normale verticale Aufeinanderfolge der Schichten kennen gelernt, so ersehen wir aber auch weiter, dass gewisse Veränderungen und petrographische Wandlungen innerhalb eines und desselben Schichtencomplexes sich einstellen. Ich spreche hier durchaus nicht von den Faciesverhältnissen, die zwischen eigentlichem Culm und Kohlenkalk bestehen, darauf wurde geflissentlich keinerlei Bedacht genommen, sondern nur davon, dass in einem und demselben grösseren Culmgebiete nordwärts etwa die Bildungen, die einem tieferen Meeresstande entsprechen, also die Schiefer, Kalke und die feinkörnigen Grauwacken weit reichlicher entwickelt sind, als im Süden. In Thüringen z. B. sahen wir gegen Nord zu die Kieselschiefer und Kalke immer mehr verschwinden, um im Fichtelgebirge z. B. wieder in erheblichem Masse an der Zusammensetzung des unteren Culm theilzunehmen.

Aehnlich liess sich in Niederschlesien, den Darstellungen Schütze's zu Folge, gegen Süden zu ein Ueberhandnehmen des feinen Korns und der Schieferbildung beobachten. Ohne Zweifel haben da die mannigfachen Niveauschwankungen, welche die ganze Carbonformation kennzeichnen, in ungleichem Masse stattgefunden und so kam es, dass wir neben der in allen Culmgebieten wahrnehmbaren Vergröberung des Korns nach den jüngeren Horizonten zu, und das ist, neben der Tendenz, Gesteinsbildungen zu zeitigen, die von einer immer geringeren Seetiefe oder grösserer Küstennähe bewirkt sind, auch dieses noch erkennen, dass in Thüringen diese Küstennähe stets nordwärts bedeutender war, in gleicher Weise wie in Niederschlesien.

Im Culmgebiete Mährens und Oesterreichisch-Schlesiens haben wir nun das räumlich nächste, auf das niederschlesische Gebiet folgende vor uns. Lehnt sich letzteres westlich an den aus krystallinischen Schiefern aufgebauten und weit nordwärts vorspringenden Fuss des Reichensteiner Gebirges — als der Fortsetzung des Altvaterhauptkammes — an, so lehnt sich das uns hier beschäftigende Culmgebiet ostwärts und südostwärts dieser alten Insel an. Indess, die Verhältnisse scheinen hier und dort wesentlich verschieden. In Niederschlesien treffen wir unmittelbar, nachdem die von dem alten krystallinischen Festlande, über das sich in den meisten Fällen transgredirend das Culmmeer erstreckt hat, stammenden groben Gerölle (Gneissconglomerate etc.) vorüber sind, in den nun folgenden untersten Culmschichten durchwegs Bildungen, die sofort auf eine bedeutende Seetiefe deuten, die Kiesel- und feinen Thonschiefer, die Kalke. Erst in den höheren Abtheilungen macht sich die grössere Ufernähe wieder bemerkbar.

Bei uns in Schlesien und Mähren sehen wir, wie sich auf die Grauwacken, Thonschiefer, Diabasschalsteine, Kalke, Kieselschiefer, als einen zusammengehörigen, paläontologisch zum mindesten als Devon überhaupt fest bestimmten Complex, zunächst auch Conglomerate, dann aber sofort wieder die petrographisch den devonischen gleichenden Grauwacken und Schiefer lagern. Die Bildungen, welche dort auf die grössere Meerestiefe weisen, fehlen bei uns gänzlich; die Kieselschiefer und Kalke, die in allen übrigen deutschen Culmgebieten einen stets wiederkehrenden untersten Horizont darstellen, sie fehlen ganz und gar. Und dass die Kalke und Kieselschiefer, wie sie etwa bei Bennisch das devonische Liegende der durch Posidonomya bezeichneten Grauwacken und Schiefer bilden, thatsächlich dem Devon zugehören und nicht etwa dem in den anderen Culmgebieten entwickelten untersten Horizonte gleichgestellt werden können — diese Thatsache ist, wie ich nochmals betone, nun einmal fest und sicher.

Wenn aber in unserem Gebiete der sonst stets entwickelte unterste Culmhorizont fehlt, so kann nach dem Obigen die Erklärung eine zweifache sein. Das eine Mal können wir uns nämlich daran halten, dass im niederschlesischen Culm von Nord nach Süd eine grössere Meerestiefe sich einstellte, wenigstens bis Glatz hin, von wo aus weiter südwärts ja wieder die Küstennähe des alten Gebirges massgebend werden dürfte. In ähnlicher Weise könnten wir uns auch hier denken, dass für den mährisch-schlesischen Culm von allem Anfange an jene grössere Meerestiefe nicht vorhanden war, die anderwärts Kalk- und

Kieselschiefer sich bilden liess, dass mithin unsere tiefsten Grauwacken und Schiefer diesen untersten Horizont faciell vertreten. Die andere Deutung ist aber die, dass das Culmmeer zu der Zeit, da es anderwärts die Kalke, Kieselschiefer etc. sich bilden liess, unser Gebiet, das heutige Niedere Gesenke von Mähren und Schlesien, nicht berührt hat, dass es vielmehr erst in relativ späterer Zeit auch hier herüber gegriffen hat. Aus dieser Annahme der Unterbrechung in den Meeresabsätzen ergibt sich aber, dass zwischen dem oberen Devon — selbstredend in noch höherem Grade, wenn es sich bei Bennisch etc. um tiefere Schichten des Devons handeln sollte — und dem Culm eine Discondanz zu erweisen sein müsste. Nun wurde aber oben schon gesagt, dass der directe Nachweis einer solchen in dem Waldgebiete mit den so überaus beschränkten Aufschlüssen nicht möglich ist, dass aber gerade längs der angenommenen Grenze von Devon und Culm an vielen Punkten auffällige Störungen der sonst ziemlich regelmässigen Lagerung beobachtet wurden. Und indem die groben Conglomerate an der Basis unseres Culm dann ihre innere Begründung finden, wie diejenigen des transgredirenden Culm Niederschlesiens, wird wohl die Annahme, dass unser Culm der in allen übrigen Culmgebieten nachweisbaren Liegendstufe der Kieselschiefer und Kalke überhaupt entbehrt, die mehr zutreffende sein. Und auch das paläontologische Moment spricht, wie mir scheint, für diese Annahme. Der unterste Culmhorizont aller übrigen Gebiete ist nämlich durch den Mangel oder die grosse Seltenheit der *Posidonomya Becheri Br.* gekennzeichnet; in unserem Culmgebiete aber findet sie sich — in der Gegend von Bennisch z. B. — gleich in den ersten Schieferlagen, die über den letzten Vertreter der devonischen Schalsteine etc. folgen (bei Eckersdorf) und im Kartengebiete des Blattes Mährisch-Weisskirchen ist sie gleichfalls in den ersten Schieferlagen über dem Grenzconglomerat von der Seibersdorfer Mühle ein häufig beobachtetes Fossil; vergl. die Schieferbrüche bei Grosswasser an der Feistritz. Dies allein deutet wohl schon darauf, dass unser Culm direct mit jenem Horizonte des Culm beginnt, der anderwärts als zweiter, als Posidonomyenschiefer, gekennzeichnet ist. Dass die Posidonomya innerhalb des genannten Grenzconglomerates selbst nicht gefunden wurde, braucht mit Rücksicht auf die petrographische Natur desselben nicht zu befremden. Im Uebrigen ist die paläontologische Ausbeute, die aus diesem Conglomerate, resp. den zwischengelagerten Schiefern stammt, zu unbedeutend, um daraufhin irgend welche Schlüsse zu ziehen; ob die nach den Stur'schen Verzeichnissen hier, wie es scheint, eine Rolle spielenden, als Fährten von Anneliden etc. gedeuteten Reste mit dem Wesen des Conglomerates als der Uferbildung eines über älteres Festland herübergreifenden Meeres in Einklang gebracht werden dürfen, sei als Frage aufgeworfen. Vergl. übrigens den Schlusssatz von pag. 136.

Dass dieser unser unterster Culmhorizont wohl nicht ganz passend als Posidonomyenschiefer bezeichnet wird, wurde schon erwähnt, indem die Grauwacke auch schon in diesen untersten Lagen über die Schiefer überwiegt, und es ist darum sehr fraglich, ob nicht vielmehr überhaupt erst der dritte Harzer Horizont — die Clausthaler Grauwacke, die ja auch vielfache Schieferlagen und auch noch Posidonomyen, sowie reichlich Pflanzen enthält — in unserem Gebiete zuerst

vertreten sei. Auf die Feststellung so in's Detail gehender Momente wird in unserem Falle überhaupt zu verzichten sein; es sei genug, dass wenigstens der Mangel des tiefsten Culmhorizontes in dem Gebiete ersichtlich wurde.

In jenen Schichtcomplexen aber, die auch in unserem Culmgebiete vertreten sind, in anderen aber über dem, bei uns fehlenden Kieselschieferhorizonte folgen, in den Grauwacke- und Schiefercomplexen nehmen wir die gleiche Erscheinung des zunehmenden Ueberwiegens von Grauwackebildungen nach oben wahr, ganz ebenso wie wir es im Harz etc. etc., mit einem Worte in allen deutschen Culmgebieten kennen lernten. Liess sich auf diese Thatsache in den anderen Gebieten aber eine auf die Karte übertragbare Gliederung in zwei Stufen aufbauen, in eine untere, in der noch vielfache Schiefer vorhanden und eine obere, in der die Grauwacke weit vorherrscht — so musste ich mich vorläufig begnügen, diese Thatsache im Allgemeinen festzustellen. In manchen Gebieten, zumal im Harz, ging diese Vergröberung im Korn aber Hand in Hand mit dem allmäligen Verschwinden mariner Thierreste. Hiermit hätte es nun sehr gestimmt, wenn sich auch in unserem Gebiete das von Stur angenommene Verschwinden der marinen Fauna in seiner Hangendzone bestätigte. Indem wir aber nicht in der Lage waren (pag. 154) jene Punkte der obersten Culmpartien, die theils Posidonomyen, theils Cephalopoden führen, als Aufbrüche älterer Culmschichten zu deuten, müssen wir wohl auf dieses Analogon zum Harz verzichten, höchstens ein Seltenerwerden jener Thierformen einräumend. Aber es genügt ja wohl die Vergröberung im Korn, um auch für unser Culmgebiet das allmälige Seichterwerden des Meeres, das Näherrücken der Küste in den jüngeren Zeitläuften des Culm ersichtlich zu machen, wie wir es als gesetzmässige Erscheinung in allen anderen Culmgebieten kennen gelernt haben.

Wenn nun jene Bildungen bei uns fehlen, die anderswo als die Sedimente des Tiefmeeres gelten, dagegen Ufercongloinerate die Basis der Culmbildungen ausmachen und dann Bildungen, die nicht allzuweit von der Küste entstanden, folgen, um wieder abzuschliessen mit solchen von grösserer Küstennähe — so sind damit die äusseren rohen Contouren zu dem Bilde geliefert, wie wir es uns von unserem Culmgebiete zu entwerfen haben. Während anderswo auf die Sedimente des oberdevonischen Meeres ruhig sich jene eines gleichen Tiefmeeres (Kieselschiefer etc.) absetzten, war unser Gebiet trocken gelegt; erweisen sich etwa obendrein die Bennischer Schichten nicht als sicheres Oberdevon — so hat diese Festlandperiode eben schon früher begonnen. Erst jenes bereits seichtere Meer, das in Niederschlesien etc. die mit Thonschiefern vermengten Grauwacken sich absetzen liess, hat auch unser Gebiet erreicht; die Conglomerate enthalten die Bruchstücke des früheren Festlandes, in deren Geröllen wir niemals zu weit entfernte Gesteinsbildungen erkannten, unterdevonische und phyllitische neben solchen mitteldevonischer Grauwacken; die Discordanz zwischen diesen Grundbildungen und den älteren konnte nicht erwiesen werden, Lagerungsstörungen bezeichnen indess immerhin diese Grenzlinie. Gleich den übrigen Theilen des Culmmeeres vermindert sich, nachdem es nur überhaupt erst das ältere

Festland überflutet hat, allmälig dessen Tiefe auch bei uns, Strandbildungen herrschen schliesslich allein, Kersantitdurchbrüche[1]) fehlen nicht, und die Zeit der Ostrauer Schichten (des productiven Carbons von früher) beginnt.

Aber auch das Moment der Kornvergröberung im Streichen der Schichten wird durch den Vergleich mit dem Fichtelgebirge oder Niederschlesien klar. Es handelt sich da jedenfalls nur um ein facielles Variiren, bedingt durch die südwestwärts grössere Küstennähe. Sowie Schütze im niederschlesischen Culm eine Kornverkleinerung südwärts wahrscheinlich macht, also von dem — wie die mannigfachen, dem Kamm aufgesetzten Culminseln beweisen — vom Culmmeere theilweise überflutheten krystallinischen Eulengebirge weg in der Richtung gegen die Mitte des heutigen Glatzer Kessels und mithin auch eine grössere Meerestiefe, so dürfte für unser Gebiet südwestwärts die Kornvergröberung, die Tiefenverringerung erhellen. Ob es gestattet ist, diese südwestlich sich nähernde Küste durch das heutige Endgebiet des krystallinischen Massivs westlich von Brünn sich vorzustellen, darüber will ich mich, um nicht zu weit abzuschweifen, nicht äussern. Nicht ganz übergehen aber möchte ich immerhin jene Bemerkung von Ch. E. Weiss, die er angesichts der in der Ostrauer Steinkohle enthaltenen Granulitgerölle machte[2]), indem er sie direct mit dem Granulitgebiete westlich von Brünn in Zusammenhang brachte. Verwiesen sei da auf die den Ostrauer Geröllen nicht unähnlichen von Altendorf und Prusinowitz, wodurch gewissermassen eine neue Etappe gewonnen wäre für die weite Entfernung der Granulitgerölle der oberschlesischen Kohle von dem Granulitgebirge bei Brünn. Vergl. oben pag. 131 und 137.

Mit dieser, wie ich hoffe, durchwegs von jedem Hang zum blossen Phantasiren sich fernhaltenden Bemerkung über das Culmmeer sei die stratigraphisch-tektonische Schilderung dieses bisher so stiefmütterlich behandelten und in der That so spröden Gebietes beendet. Dass es immerhin besser als sein Ruf, zeige noch der nächste, die bisher fast unbekannte Erzführung betreffende Absatz.

Die Erzführung des Culm.

Indem die der Devonformation zugewiesene Nordwestecke des hier in erster Linie besprochenen Kartenblattes M.-Weisskirchen keinerlei Erzführung besitzt — wiewohl in den nächst anstossenden Gebieten

[1]) Vergl. die vielen Kersantitgerölle im Conglomerat bei Schlok. Kaum schwierig ist die Erklärung für das Zusammenvorkommen dieser mit Geröllen von gerade wieder weiterer Entfernung, aus weiterer als für jene in den Basisconglomeraten ersichtlich. Die Bruchstücke eines in der Nähe durchbrechenden, wenig widerstandsfähigen Gesteines wie es der Kersantit ist, können bald ebenso abgerollt erscheinen als wie die thatsächlich aus weiter Ferne von der Küste her transportirten festen Gneissgerölle. Dass aber gerade diese jüngeren Conglomerate (zunächst die schwarzen Schiefercongloмerate) Bruchstücke führen, die von grösserer Entfernung stammen als jene in den Liegendconglomeraten, braucht vielleicht nicht aufzufallen. Jene wurden direct auf sinkendes Festland abgelagert, stammen von diesem, während nun das Meer die devonischen Bildungen bedeckt und erst an den entfernten krystallinischen Gesteinen als seinem Ufer brandet.

[2]) a. a. O. pag. 235.

der Nachbarblätter die mit den devonischen Diabasen von D.-Lodenitz und bei Sternberg vergesellschafteten Eisenerzlager sich befinden —, kann ich mich gleich der Erzführung zuwenden, welche der Culmformation angehört.

Es ist das Vorhandensein einer solchen überhaupt erst seit wenigen Jahren wieder bekannt geworden, indem noch Römer z. B. hervorhebt, dass dem mährisch-schlesischen Culm Erzvorkommen überhaupt fehlen[1]) und nur in einer Fussnote die aus Oeynhausen[2]) übernommene Bemerkung wiedergibt, wornach bei Pohorž unweit Odrau Bergbau betrieben worden sei. Nur Makowsky hat kürzlich gelegentlich der geologischen Schilderung von Brünn[3]) in einer Fussnote gemeldet, dass bei Klötten unweit Zauchtl Bleiglanz abgebaut worden ist. Indem mithin über dieses Capitel einer Erzführung innerhalb des mährisch-schlesischen Culm eigentlich alle fachgemässen Mittheilungen fehlen, ist es wohl gestattet, wenn ich an dieser Stelle der an den Culm gebundenen Erzführung etwas ausführlicher gedenke und hierbei die Vorkommen, welche nicht dem Blatte M.-Weisskirchen selbst, sondern den unmittelbar anstossenden Theilen der von mir in den Vorjahren aufgenommenen Blätter Freudenthal und Neutitschein (nordwestliche Ecke) angehören, der Uebersichtlichkeit halber in die Darstellung mit einbeziehe, um mit diesen Bemerkungen eine zusammenfassende Darstellung der Erzvorkommen im mährisch-schlesischen Culm überhaupt zu geben.[4])

Die Vorkommen, von denen ich zu reden habe, sind durchwegs silberhaltige Bleiglanzgänge. Jüngst wieder in theilweisen Betrieb gesetzt sind jene von Altendorf, Bernhau und Gerlsdorf. Mehr oder weniger deutliche Spuren einstiger bergbaulicher Thätigkeit sieht man noch bei Pohorž und an der unteren Feistritz, zuverlässige Berichte liegen vor über analogen Bergbau von Klötten, vielleicht auch von Bautsch, wo übrigens man auch unsicheren Resten einstiger Bergbaue gegenübersteht, ganz wie bei Altwasser und an anderen Orten, ich nenne noch Liebenthal, den Warwald bei der Rudelzauer Mühle und den Odrauerwald.

Auf den Haupttheil der mährisch-schlesischen Sudeten übergreifend sei über die verschiedenen Formen der dortigen Erzführung nur so viel bemerkt, dass von den untergeordneten, übrigens sehr verschiedenartigen Erzlagerstätten im krystallinischen Gebirge abgesehen, besonders

---

[1]) Geol. v. Oberschlesien, pag. 45.

[2]) C. v. Oeynhausen, Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien 1822, pag. 71. Darnach soll bei Pohorž in einem Kalksteinlager im Thonschiefer- und Grauwackengebirge auf Bleiglanz gearbeitet worden sein.

[3]) a. a. O. pag. 62.

[4]) Erst nach geschehener Fertigstellung obiger Skizze der Culmerzführung sind die, zum Theile den gleichen Gegenstand behandelnden Arbeiten der Herrn v. Wolfskron und Kupido erschienen. Decken sich auch z. B. die Daten über den einstigen Bergbau, welche eben diese Arbeiten bieten, grossentheils mit den von mir mitgetheilten, so glaube ich der Vollständigkeit halber doch auch diese nicht unterdrücken zu sollen. Die beiden fraglichen Arbeiten sind: M. R. v. Wolfskron, Die Goldvorkommen Mährens. Berg- und Hüttenm. Jahrb. 1889, XXXVII, pag. 229—268 (verfasst im Auftrage des mährischen Landesausschusses) und F. Kupido, Der Silber- und Goldbergbau in Nordmähren. Mitth. d. m.-sch. Ges. f. Ackerb. etc. 1889, Nr. 35 und 36.

zwei Systeme von solchen in's Auge fallen. Von diesen stellt das eine einen lange fortstreichenden Zug von Eisensteinen in den tiefsten, mit den Quarziten vergesellschafteten Gliedern des unteren Devons dar und ein zweites einen ebenso lange verfolgbaren und regelmässigen Zug von zum Theile anderen Eisensteinen, die an die Nähe der öfter genannten devonischen Diabasmandelsteine nahe der Culmgrenze gebunden sind. Die anderen Vorkommen lassen sich weniger leicht in ein System bringen, es wären denn die Kiese, die in ihrer überaus bunten Vergesellschaftung in Theilen des erstgenannten Eisensteingebietes zumeist den Grundstock des einstigen schlesischen Bergbaues auf Gold bildeten. Vereinzelt finden sich mit ihnen vergesellschaftet auch Vorkommen von Bleiglanz, der ja jedenfalls auch innerhalb des krystallinischen Gebietes von Nordwestschlesien an wenigen Stellen Bergbau veranlasst hat. Ebenso befindet sich innerhalb des geologisch einheitlichen Zuges von Eisensteinen nahe der Culmbasis an einer Stelle (bei Bennisch) auch ein Vorkommen von Bleiglanz, das uns hinüberleitet zu jenen Vorkommnissen, die wir nunmehr zu besprechen haben und welche uns wiederum eine geologisch schärfer umrissene Gruppe von Erzlagerstätten vor Augen führen, die Bleiglanzvorkommen innerhalb des Culmgebietes, in welchem, was bisher übersehen worden zu sein scheint, der Bleiglanz seine Hauptverbreitung innerhalb des ganzen sudetischen Schichtencomplexes findet.

Es lassen sich die oben genannten Bleiglanzvorkommen des mährisch-schlesischen Culm in drei Gruppen trennen, einmal in das Bleiglanzgebiet des Kuhländchens (Gerlsdorf, Pohorž, Klötten und Odrauerwald), in jenes an der oberen Oder (Bernhau, Altendorf, Liebenthal, Warwald, Bautsch und das unsichere Altwasser) und dasjenige der unteren Feistritz.[1]) In der Nähe der ersten Gruppe von Bleiglanzvorkommen liegt der „Goldseifenwald" bei Neuwürben, der zweiten Gruppe gehören Seifenhügel an, welche ich am Steckenbache bei Nürnberg entdeckte, und der dritten das heute wohl nicht mehr sichtbare, aber historisch sichergestellte Seifengebiet des Feistritzflusses. Wir werden diese einstigen Goldwäschen wohl auch genetisch mit den Bleiglanzvorkommen in Zusammenhang bringen dürfen, die, soweit sie untersucht sind, stets silberhältig, oft auch schwach güldisch sich erweisen.

Die Nachrichten, welche mir über den einstigen Bergbau dieses Gebietes vorliegen, sind sehr wenig detaillirt, zum Theile auch unsicher. Andererseits müssen auch indirecte Beweise für die einstige Bergbauthätigkeit herangezogen werden. Ein solcher ist z. B. folgender: Die Specialkarte verzeichnet heute noch eine Reihe von isolirten Gebäuden oder kleineren Häusercomplexen unter dem Namen „Pochet", der mundartlichen Bezeichnung für Pochhütte, meist gerade da, wo in der That ein Bleiglanzvorkommen vorhanden ist, so dass der Schluss wohl gestattet ist, diese mit jenem in Verbindung zu bringen. Solche erscheinen

[1]) Die Bergbaue, die im obersten Theile des Feistritzthales, im „Stollenbach" oberhalb Bärn, betrieben wurden, gehörten dem devonischen Eisensteingebiete an, stehen hier also ausser Besprechung.

bei Fulnek an der, diese Stadt des Kuhländchens mit Odrau verbindenden Strasse, dann unterhalb Odrau gegenüber dem scharfen Buge des Pohoržberges — diese nicht in der Karte mit Namen angeführt — und unterhalb Neutitschein. Hier zu nennen sind ferner die vielfachen, auf einstigen Bergbau deutenden Bezeichnungen, wie „Schmelzgraben", „Stollengrund" und „Schachtenried" in der Nähe des Bleiglanzvorkommens von Bernhau, „Goldloch" bei Pohorž u. a. Ich nenne ferner die folgenden Namen als Anhaltspunkt für eine einstige Goldwäschenarbeit: den schon erwähnten Wald „Goldseifen" oder, wie sich unsere Karten seit Langem, schon in den Vierziger Jahren, ausdrücken[1]), „Goldshaüfen", sodann bei Altwasser und Nürnberg den „Seifenberg", sowie im unteren Theile des Feistritzthales den „Goldgrundwald", wie ich auch nebenher des Umstandes gedenke, dass die Stadt Bautsch schon lange vor 1613 Schlägel und Eisen in ihrem Stadtwappen führt und ihren Namen von den „Bauden" herleitet, die daselbst für die auf Silber arbeitenden Bergleute bestanden.[2])

Von sicheren Nachrichten kann ich nur die folgenden erwähnen.

Bei Pohorž am linken Oderufer gegenüber Odrau bestand 1552[3]) schon Bergbau auf silberhaltigen Bleiglanz, der, wie ich Diebl's Beschreibung der Herrschaft Fulnek entnehme, im XVI. Jahrhundert ein sehr ergiebiger gewesen[4]) und bis zur Mitte des vorigen, aber wohl stets nur mit Unterbrechungen, betrieben wurde; doch bezeichnet es Wolny als möglich, dass hier schon 1271 ein sehr mächtiger Silberbergbau gewesen, wenn sich nämlich die Urkunde, die einen solchen von einem „Beneschau" genannten Orte meldet, thatsächlich auf dieses Pohorž und nicht, wie es wohl wahrscheinlicher ist, auf den sicher sehr alten Bergbau von Bennisch — im Gebiete der Devonformation — bezieht.[5]) Aber die Annahme, dass der Bergbau schon vor dem sicherstehenden Jahre 1552 daselbst in Schwung gewesen, wird doch andererseits durch die im Kuhländchen verbreitete Sage gestützt, wornach 1434 Kuttenberger Bergleute in Folge der heimatlichen Religionskämpfe nach Pohorž und Gerlsdorf bei Fulnek auswanderten, bald aber mit den deutschen Bergleuten daselbst in nationalen und religiösen Zwist geriethen, der einen Verfall des Bergbaues mit sich führte. Thatsächlich finden sich die Ueberbleibsel dieser eingewanderten slavischen Bergleute noch heute in etlichen slavischen Familiennamen der umliegenden, durchwegs deutschen Dörfer und bestanden Familienbeziehungen mit Kuttenberg bis in das vorige Jahrhundert.[6])

---

[1]) Die heutige Specialkarte (Blatt Freudenthal) hat die Bezeichnung überhaupt fallen gelassen.

[2]) Wolny's Topographie von Mähren. Bd. I, pag. 49.

[3]) Wolny, Bd. I, pag. 124. J. Th. Peithner v Lichtenfels, Versuch über die natürliche und politische Geschichte der böhmischen und mährischen Bergwerke, Wien 1780, pag. 251, gibt 1552 als feststehende Jahreszahl für Bergbaubetrieb im Gebiete von Fulnek, worunter also wahrscheinlich Pohorž, Gerlsdorf und Klötten gemeint sind.

[4]) Mitth. der mähr.-schles. Gesellsch. d. Ackerb. etc. 1829, pag. 1.

[5]) Chr. d'Elvert, Zur Geschichte des Bergbaues in Mähren und Oesterreichisch-Schlesien. Schriften der hist.-stat. Section der mähr.-schles. Gesellsch. f. Ackerbau etc. 1866, Bd. XV, pag. 97—534, bes. 123.

[6]) Notizenblatt d. hist.-stat. Sect. d. m.-schl. Ges. f. Ackerbau etc. 1884, pag. 83.

Später wurde bei Pohorž von 1747—1754[1]), 1794—1796[2]), dann nochmals in den Jahren 1803[3]) (durch die Franciscigewerkschaft) und 1807—1814[4]) (durch die Gr.-Wisternitzer Gewerkschaft) neuerlich für kurze Zeit gearbeitet. Seit diesem unregelmässigen, letzten Aufflackern bergbaulicher Thätigkeit ist hier kein Bergbaubetrieb bekannt geworden.

Gerlsdorf, in der nächsten Umgebung von Fulnek (auch auf Blatt Neutitschein), dürfte im XVI., eventuell schon XV. Jahrhundert zugleich mit Pohorž Bergbau getrieben haben und hat ihn 1747[5]) für kurze Zeit wieder begonnen. Hier wird seit vier Jahren neuerlich gearbeitet. Klötten (zwischen dem schon genannten Pohorž und Fulnek) wäre nach einer mir gewordenen privaten Mittheilung urkundlich doch schon 1534 nachweisbar, wurde aber zugleich mit Gerlsdorf und Pohorž jedenfals 1747 wieder versucht.[6])

Ebenso liegen Nachrichten vor über den Bergbau auf silberhältigen Bleiglanz im unteren Feistritzthale zwischen Hombock und Gr.-Wisternitz (Blatt M.-Weisskirchen). Die frühesten Nachrichten sprechen allerdings nicht direct von Blei-, resp. Silberbergbauen daselbst, doch wird zu Ende des vorigen Jahrhundertes silberhältiger Bleiglanz abgebaut[7]), und zwar, wie es heisst, theilweise an Ort und Stelle der alten Baue, die daselbst seit Langem bestanden hatten. Wohl die älteste, diesen Bergbau im unteren Feistritzthale betreffende Nachricht, die älteste über mährischen Bergbau überhaupt, stammt von 1215 oder 1200. Es ist dies eine Urkunde, durch welche Markgraf Wladislaw dem Prämonstratenser-Kloster Hradisch bei Olmütz den Wald bei Laschtian und Domstadtl mit den Bergen, in welchen Eisen gegraben und anderen Bergen, in welchen Mühlsteine gewonnen und den Bächen, in denen Gold gewaschen wird, schenkte.[8])

Ein genaues Bild kann man sich darnach über diesen ältesten Bergbau des Feistritzgebietes nicht machen. Besonders gilt dies für die gemeldete Eisengewinnung, die noch durch weitere gleichalterige Nachrichten erwiesen ist; es wird nämlich 1269 von den Hütten berichtet, d. i. den zu den Eisenwerken gehörigen Mühlen.[9]) Doch ist es mir wahrscheinlich, dass es sich hier nur um Eisenhütten, nicht um Eisenbergbau gehandelt hat, wie ein gleiches ja von etlichen Punkten der Sudetenausläufer gilt. Wahrscheinlich hat der Bergbau auf Eisen nur dem obersten Feistritzthale (dort auch Stollenbach genannt) in der Richtung auf Bärn

---

[1]) d'Elvert, a. a. O. pag. 237.
[2]) Ebenda pag. 262.
[3]) Ebenda pag. 274.
[4]) Ebenda pag. 276—280.
[5]) Ebenda pag. 238.
[6]) Ebenda pag. 238.
[7]) Ebenda pag. 252.
[8]) C. Graf v. Sternberg, Umrisse einer Geschichte der böhmischen Bergwerke. 1836. I. Bd., 2 Abt.-Urk. pag. 2—7. Noch anderthalb Jahrhunderte aber fast älter ist eine Urkunde, die Dr. Kupido in seiner eben erschienenen Mittheilung erwähnt. In dieser Urkunde, die von der Gattin Otto's des Schönen von Olmütz, Euphemia, aus dem Jahre 1086 stammt, werden gleichfalls die Goldwäschen und Bergwerke bei Domstadtl an der Feistritz erwähnt.
[9]) d'Elvert, a. a. O. pag. 121.

zu angehört, wo, wie schon gesagt werden konnte, in der That bedeutender Eisenbergbau (im Gebiete der devonischen Diabase) geblüht hat. Das in jener angeführten Urkunde von 1200 genannte Domstadtl liegt ja nicht zu weit von diesem devonischen Eisensteinzuge (bei Bärn) und das gleichfalls genannte Laschtian nicht minder von jenem bei Sternberg. Wir werden daher gut thun, die Nachrichten über Eisenbergbau im Feistritzthale auf das obere Feistritzthal, d. i. ausserhalb des Culmgebietes zu beschränken, wo er notorisch ist und für unser unteres Feistritzthal lediglich Eisenhüttenbetrieb anzunehmen, dessen Zeugen überdies in Localnamen wie „Hüttenmühle" und dem westlich von dieser aufsteigenden „Hammerberg" unweit Domstadtl uns erhalten sind.

Die in jener alten Urkunde zugleich angeführten Goldwäschen aber beziehen sich sicher auf das untere Feistritzthal, wo heute noch ein „Goldgrundwald" nahe bei Gr.-Wisternitz vorhanden ist.[1]) Dass aber daselbst eigentlicher Goldbergbau betrieben wurde, ist kaum anzunehmen.

Aus weit jüngeren Jahren stammen dann die nächsten Nachrichten über Silber- und Bleibergbaue im unteren Feistritzthale, die aber zum Theile, wie schon der alte Peithner v. Lichtenfels bemerkt, „mit keinem gar nützlichen Erfolg im Umtriebe gewesen sind." Dieser Feistritz Bergbau wurde wieder und wieder frisch aufgenommen, 1744—1748[2]) und 1766[3]), diesmal von der Regierung selbst, die im Goldgrundstollen (auf Gr. Wisternitzer Gemeindewaldgebiete), im Maria Schneestollen (im Höllengrunde) und im tiefen Grunde des Hombocker Reviers arbeiten liess, um 1773 wieder aufzuhören. Speciell vom Höllengrund wird silberhaltiger Bleiglanz und Kupfer[4]) gemeldet. 1799[5]) wurde nochmals mit der Wiedergewältigung alter Bleistollen eben daselbst begonnen, im Johannes- und Mariahilfgrund — wohl das Marienthal von heute —, 1812 aber wieder aufgehört und von 1817 und 1827 datiren die letzten Versuche.[6])

Neben diesen genannten Orten wurde im Gebiete der unteren Feistritz noch bei Bukowan am Ostfusse des Heiligen Berges (in den ersten Jahren dieses Jahrhunderts) und bei der Petermühle zwischen Gr.-Wisternitz und Marienthal (1765) auf Blei, resp. Silber gebaut[7]); vom ersteren Orte wird auch wieder Kupfer genannt.

Man ersieht hieraus, dass im Gebiete der unteren Feistritz an verschiedenen Orten und zu verschiedenen Zeiten auf silberhal-

---

[1]) v. Peithner-Lichtenfels, a. a. O. pag. 250. Ebenso gibt die Ableitung des Dorfnamens Seibersdorf (südlich von Domstadtl) von Seifendorf zu denken. Ein „Goldgrund" befindet sich übrigens auch auf Domstadtler Gemeindegebiet, so dass sich die Goldwäschen auf die bedeutende Strecke des Feistritzflusses von Domstadtl herab bis Gr.-Wisternitz erstreckt haben mögen. Vergl. Mitth. der mähr.-schles. Ges. für Ackerb. 1889, pag. 279.

[2]) d'Elvert, a. a. O. pag. 237.

[3]) Ebenda pag. 252.

[4]) Nach Berichten eines mährischen Bergbeamten vom Jahre 1814 theilt F. Kupido mit, dass das Kupfer als ein Kupferfahlerz neben Pyrit sparsam auftrat. Mitth. d. m.-schl. Ges. f. Ackerb. 1889, pag. 270.

[5]) Ebenda pag. 275.

[6]) Ebenda pag. 280, 282.

[7]) Ebenda pag. 276, resp. 256.

tigen Bleiglanz gebaut wurde, dessen eventueller Goldhalt dem freilich äusserst unsicheren Goldbergbau, jedenfalls aber den sicheren Goldwäschen ihre Entstehung geben mochte. Uebrigens waren nach allen Nachrichten bei den neuerlichen Arbeiten zu Ende des vorigen und dem ersten Beginn dieses Jahrhunderts schwindelhafte Vorgänge mit im Spiele, wie denn z. B. 1812 die empörte Bevölkerung alle bergbaulichen Gebäude in einer Nacht zerstörte.

Gar keine näheren Nachrichten liegen mir vor über den Bergbau von Bautsch, ausser den obgenannten ganz allgemein gehaltenen, von Bernhau-Rudelzau (Blatt M.-Weisskirchen), südöstlich vom grossen Oderknie bei Neudorf; in einer 1822 erschienenen Schrift über das Gebiet wird nur allgemein von dem einstigen Bleibergbau im Warwalde bei Rudelzau gesprochen[1]), sowie von jenem „am linken Oderufer bei Odrau“[2]) (Pohorž gemeint?). Ob bei Goldseifen, mitten im weiten Waldgebiete zwischen Wigstadtl und Neu-Würben gelegen, ausser Seifenarbeit jemals eigentlicher Bergbau vorhanden war, darüber fehlt jede Nachricht. 1412 werden die Goldwäschen daselbst genannt[3]), wenn auch der Ort weit jüngeren Datums ist. Gar nicht genannt fand ich Altendorf, wo heute ein Bleiglanzvorkommen erschlossen ist und Altwasser, wo die Volkstradition an dem einstigen Silberbergbau festhält.

Schliesslich erwähne ich noch, dass auch im Culmgebiete der Umgebung von Troppau silberhältiger Bleiglanz im vorigen Jahrhundert neuerlich abgebaut wurde; d'Elvert's Geschichte des mährischen Bergbaues gibt aber nur die unbestimmte Nachricht, dass das Vorkommen sich auf der Herrschaft Grätz befand.[4])

Was nun die Reste betrifft, die man heute noch an Ort und Stelle sieht, so muss gleich bemerkt werden, dass sie gering sind, gering zumal im Vergleich zu den Bergbauresten, die man in dem einstigen Goldgebiete der nördlichen Sudeten sieht. Wer einmal inmitten dieser gestanden, wer in dieser heute menschenleeren und weltabgeschiedenen Waldgegend des langgedehnten Querbergzuges zwischen Zuckmantel und Hermannstadt im Quellgebiete der Goldoppa, wer dort die Pingen von der Form und Grösse eines Domes gesehen hat, wer die hohen Gewölbe des Alt-Hackelsbergstollen geschaut oder die kleineren, in ihrem Allophanüberzuge herrlich glänzenden des blauen Stollen und wieder dann die auf eine bedeutende Höhe geschaffte Wasserkraft der unten fliessenden schwarzen Oppa, der kann die Reste, die sich heute von dem einstigen Bergbaue im Culmgebiete dem Auge bieten, nur als unbedeutend bezeichnen.

---

[1]) Mitth. der mähr.-schles. Gesellsch. für Ackerbau etc. 1822, pag. 131. Nach Mitth. 1889, pag. 269, bei der Rudelzauer Mühle gelegen.

[2]) Mitth. der mähr.-schles. Ges. für Ackerbau etc. 1822, pag. 131. Es ist übrigens auch möglich, dass die zu erwähnenden Bergbaureste am rechten Oderufer westsüdwestlich von Odrau gemeint sind.

[3]) Notizbl. der hist. Section der mähr.-schles. Ges. für Ackerb. etc. 1884, pag. 83.

[4]) a. a. O. pag. 267. Die daselbst genannte Localität „Löcherberger“ ist mir völlig unbekannt. Grätz liegt südlich von Troppau, die Herrschaft reicht weit südlich, so dass möglicherweise ein Bergbau nahe dem genannten Goldseifenwalde gemeint ist.

Am relativ grössten sind sie jedenfalls noch auf dem Pohoržberge gegenüber von Odrau.

Was ich selbst hiervon sehen konnte, war das Folgende: Zunächst die grosse, tiefe Pinge, von den Bewohnern das „Goldloch" genannt, welche sich links an dem von Mankendorf über das Lehngehege nach Pohorž führenden Fahrwege befindet, ziemlich knapp, ehe wir den Wald verlassen. Dr. F. Kupido, der kürzlich gleichfalls eine Schilderung dieser Bergbaureste gab, die ich auch im Verlaufe dieser Arbeit noch zu benützen Gelegenheit haben werde[1]), spricht von einer heute sichtbaren Pingentiefe von 15 Metern. Ferner sah ich einen als Halde zu deutenden, mit Birken bestandenen länglichen Rücken zur Linken des von Odrau zur Hochfläche von Pohorž heraufziehenden Weges, bald nach dem Waldausgange; konnte ich auch aus den längst überwucherten Grauwacken- und Schieferstücken zu keinem sicheren Urtheil kommen, so spricht doch die Form der Erhöhung sehr deutlich für die Haldennatur. Endlich sieht man unterhalb des „Goldlochs", vom Bache gegen dieses gerichtet, eine als Stolleneintrieb zu deutende Längsfurche und bei dieser wieder eine kleinere Halde, in der man die schwarzen, graphitischen, mit Quarz verquickten Gangmassenstücke sieht, von denen gelegentlich der heute im Betriebe stehenden Baue gesprochen werden soll. Doch hat man daselbst auch Bleiglanzstücke selbst gefunden. Als Nebengestein war hier wohl Thonschiefer vor Grauwacke vorherrschend; dass, wie v. Oeynhausen[2]) bemerkt, ein Kalklager innerhalb des Thonschiefers das erzführende Mittel gewesen, ist durchaus nicht wahrscheinlich.

Die Bergbaureste bei Gerlsdorf finden sich in Form von Pingen — Dr. Kupido zählte ihrer 14 — am Bergabhange zwischen Waltersdorf, Wolfsdorf und Gerlsdorf. Oestlich von diesem Punkte beiläufig wird seit Kurzem neuerlich gearbeitet. Die Richtung des Gerlsdorfer Pingenzuges ist annähernd meridional.

Als kleineren Rest einstigen analogen, wenigstens versuchten Bergbaues dürfte man wohl auch das in der nächsten Umgebung von Odrau oberhalb des Felsenkellers gelegene sogenannte „Schusterloch" deuten, das knapp, ehe der von der Wessiedler Seite herabkommende Bach dem vom Hemmhof kommenden zufliesst, an jenem gelegen ist; auch sieht man wieder die erwähnte graphitische, hier von Calcit durchzogene Gangmasse. Das Nebengestein ist feste Grauwacke. Es ist dies wohl der vom linken (irriger Weise) gemeldete Bleibergbau bei Odrau. Die Specialkarte gibt hier, wie ich glaube, nicht völlig zutreffend die Bezeichnung „Odrauerwald".

Die früher genannten Pochhäuser, die man als Ueberbleibsel, aber freilich der unglücklichen Versuche vom Beginne des XIX. Jahrhunderts anzusehen hat, schliessen sich topographisch hier an. Schlackenhaufen u. dergl. sind heute wohl keine sichtbar; nur dass in den Fel-

[1]) F. Kupido, Die Wiederaufnahme des mährischen Blei- und Silberbergbaues. Verh. des naturf. Ver. Brünn 1886, Bd. XXV, pag. 223.

[2]) a. a. O. pag. 71. Hier schalte ich ein, dass nach den interessanten Aufzeichnungen eines mährischen Montanbeamten vom Jahre 1814 das damals in Pohorž abgebaute Bleiglanzvorkommen sehr absätzig war. Mitth. d. m.-schl. Ges. f. Ackerb. etc. 1889, pag. 270.

dern gegen Taschendorf, zwischen Odrau und Fulnek, nahe der einen dieser Pochhütten, Bleiglanzstücke ausgeackert werden, sei erwähnt.

Einzelne Pingen finden sich ferner östlich von Bernhau, dann am Südfusse des Huthberges bei Liebenthal und konnten auch in deren Nähe Bleiglanzstücke gesammelt werden. Es gehören die letzteren Bergbaureste zusammen mit den sofort zu nennenden am Zienberg westlich von Bernhau und nördlich von Alt-Rudelzau, sowie dem neuen Aufschlusse von Altendorf jenem Bergbaucomplexe an, welchen wir als Bergbau des oberen Odergebietes demjenigen des Kuhländchens, d. i. von Fulnek-Odrau zur Seite stellen können. Dass, wie wir oben sahen, über das Schicksal, ja fast sogar über die Existenz dieses Rudelzauer Bergbaues kaum eine sichere Nachricht vorhanden ist, mag hier aber in der That darin seinen Grund haben, dass Kriegsstürme, die allerdings in anderen Fällen so oft zur beschönigenden Erklärung so vieler an sich und durch sich selbst zu Grunde gegangener alter Bergbaue herhalten müssen, dass, sage ich, Kriegsstürme dieses Bergbaugebiet heimsuchten. Wo heute die „Alt-Rudelzau" genannten, einzelnen Häuser stehen, da stand, in der Tradition noch fortlebend, ein Dorf, das später am jenseitigen Hange des Schlingenbaches als das Rudelzau von heute wieder erstand und auf dem sumpfreichen Plateau beim Strassenwirthshause „zum rothen Ochsen", westlich dem Huthberg-Triangulirungspunkte, werden des öfteren Werkzeuge des Kriegshandwerkes gefunden. Die hier noch zu nennenden Bergbaureste sind jene in der unmittelbaren Nähe der heutigen Bergbauanlagen am Zienberge bei Bernhau gelegenen und zwar Pingen an der westlichen Waldlisiere des Zienberges, sowie zum Theile die heute wieder fahrbar gemachten Schachtbaue. Endlich verweise ich für dieses Gebiet nochmals auf den „Schmelzgraben", in dem die letzteren liegen, den nahen „Schachtenried" und „Stollengrund". Hier endlich befindet sich auch am rechten Oderufer südwestlich von Rudelzau der Warwald, in welchem 1822 noch „alte verfallene Stollen" sichtbar waren, die der Tradition nach von einem Silberbergbaue stammten.[1]) Ueber den sehr fraglichen, hierher gehörigen Bergbaupunkt Altwasser folgen unten einige Worte.

Sehr wenig hat sich von dem Bergbau von Bautsch, der allerdings auch, wie es scheint, im letzten Jahrhunderte nicht weiter betrieben wurde, erhalten; Kupido erwähnt, dass unter etlichen Häusern der Stadt Stollenbaue gefunden wurden.[2]) Bautsch (Bl. Freudenthal) liegt $4^1/_2$ Kilometer von Altendorf nach Nord.

Am unscheinbarsten jedenfalls sind die Reste, die man von den einst so viel genannten, z. Th. sehr alten Bergbauen an der unteren Feistritz heute noch sehen kann; sie beschränken sich, wie ich glaube, auf den einen Stollen, dessen Mundloch knapp oberhalb der ersten Mühle, nördlich der Nagelfabrik Hombock, zu sehen ist, während allerdings auch die Keller der Blechwaarenfabrik Moravia in Marienthal

[1]) Mitth. d. m.-schl. Ges. f. Ackerb. 1822, pag. 131. Ich betone, dass der Verf. dieses öfter citirten Aufsatzes, der „die Quellen der Oder" behandelt, F. G. Weiss, ein äusserst localkundiger Gewährsmann ist.

[2]) A. a. O. pag. 223.

in alten Stollen angelegt sind. Von Halden daselbst erwähnt 1871 Tschermak Bleiglanz nebst Kiesen.[1])

Völlig verschwunden sind die Reste der einstigen Goldwascharbeit, welche im Feistritzthale eine so ausgedehnte gewesen ist. Weder in der Gegend von Domstadtl noch im Goldgrundwalde nordöstlich von Gr.-Wisternitz sind Spuren sichtbar. Oestlich von Gr.-Wisternitz sah ich wohl im oberen Urlovbach (südöstlich von Nirklowitz) Hügel, die möglicherweise einer Wascharbeit ihr Dasein danken. Auch im Goldseifenwald von Neuwürben, nahe dem Kuhländchen, sind keinerlei Ueberbleibsel der einstigen Thätigkeit mir bekannt geworden; hingegen sind die Seifenhügel am Steckenbach (westlich vom Seifenberg) bei Nürnberg, nordwestlich von Liebau, ganz deutlich zu erkennen und lassen sich fast ein Kilometer weit verfolgen; die Höhe derselben ist übrigens nur eine geringe[2]); auf dem Berge selbst aber war, sowie auf einem zweiten „Seifenberge" — zwischen Nürnberg und Altwasser — keinerlei Spur zu finden. Dass aber gerade bei Altwasser einst Bergbau bestanden, scheint mir nicht unwahrscheinlich, wiewohl ich in der bezüglichen Literatur Altwasser überhaupt nicht genannt finde. Gänzlich abgesehen von der in der Gegend noch erhaltenen Tradition, die übrigens z. B. für Bernhau-Rudelzau noch lebendiger ist, und abgesehen von localen Hinweisen — Altwasser oft gleichbedeutend mit Stollenwasser; Verehrung der heiligen Anna, wie manchmal in Gebieten einstigen Silberbergbaues — bestärken mich Beobachtungen an Ort und Stelle, die ich mir allerdings zu keinem einheitlichen Bilde zu vereinen vermag, in dieser Ansicht. Man sieht im oberen Theile des Altwassers, in der Richtung des sehr tief eingeschnittenen Baches, langgestreckte und quer auf den Bachlauf unterbrochene, allseits steil abfallende Rücken, die unter geringer Humusdecke grössere Grauwackenstücke zeigen. Mit Sicherheit konnte ich die Seifennatur dieser Hügel allerdings nicht erkennen. Ebenso wenig weiss ich mir es zurechtzulegen, ob der im Verlaufe dieser Hügel durchstreichende Quarzgang etwa mit einstigem Bergbau in Verbindung zu bringen ist.

Von der gesammten Goldseifenarbeit innerhalb des mährisch-schlesischen Culm sind uns somit sicher nur die kleinen Waschhügel am Steckenbach erhalten. Welch ein Unterschied aber zwischen diesen und den mächtigen Seifenhügeln, wie sie an der Oppa 20 Kilometer weit von Würbenthal sich erstrecken!

Aus all den angeführten Daten über die einzelnen Bergbaue und den Beobachtungen an Ort und Stelle dieser letzteren selbst sich über die Bedeutung und den Umfang dieses einstigen Blei- und Silberbergbaues ein halbwegs zutreffendes Bild zu machen, ist ungemein schwierig. Die Daten und die Beobachtungen sind eben zu lückenhaft. Worauf es hier in erster Linie ankam, war ja nur, den Nachweis zu erbringen,

---

[1]) G. Tschermak, a. a. O. pag. 201. Herr v. Wolfskron sagt, dass keine Spur hier mehr zu sehen sei. A. a. O. pag. 242.

[2]) Die Natur dieser Hügel, die ich 1887 auffand und in der Karte verzeichnete, war übrigens in der Umgebung völlig unbekannt. Die später aufmerksam gemachten Herren Kupido und v. Wolfskron bestätigten später die Natur dieser Hügel und schildern in ihren genannten Arbeiten dieselben.

dass im Gebiete des mährisch-schlesischen Culm an einer ganzen Reihe von Punkten und im Laufe von Jahrhunderten Bergbau und bergbauliche Versuchsarbeiten auf silberhältigen Bleiglanz bestanden haben.

Nur um einen beiläufigen Anhaltspunkt für den Gehalt der abgebauten Erze von zweien der erwähnten Bergbaue zu liefern, füge ich hier zwei aus dem vorigen Jahrhunderte stammende Analysen an, die ja trotz dieses ihres Alters, indem es sich um einfache und zum Theile in Kuttenberg gemachte Silberproben handelt, auch heute noch einen beiläufigen Werth haben mögen; die eine bezieht sich auf das Pohoržer Vorkommen und wurde 1794 in Kuttenberg vorgenommen[1]), die zweite wurde an jenem von der Herrschaft Grätz 1773[2]) ausgeführt. Dem zu Folge war in einem Centner des Pohoržer Erzes 1 Loth Silber und 66 Pfund Blei, im Grätzer Erz 1 Loth goldhältiges Silber und 54 Pfund Blei enthalten; es geben diese Zahlen, denen natürlicherweise nur eine annähernde Richtigkeit zuzuerkennen ist, in Procente umgerechnet, für Pohorž 0·03 Procent Silber und 66 Procent Blei, für Grätz 0·03 Procent güldisches Silber und 54 Procent Blei.

Es mag da vielleicht nicht ganz ohne Interesse sein, diesen alten Analysen mährischer Bleiglanze diejenigen zum Vergleiche hier anzureihen, welche im Jahre 1887 im Wiener Generalprobiramt[3]) an zwei anderen der erwähnten mährischen Bleiglanzvorkommen, den neuerschlossenen von Bernhau und Altendorf vorgenommen wurden.

	Silber		Blei	
Grätz (1773)	0·03	Procent	54	Procent
Pohorž (1794)	0·03 (güldisch)	„	66	„
Bernhau (1886) . . .	0·0075—0·0107 (güldisch)	„	73·51	„
Altendorf (1886) . . .	0·025	„	83·70	„

Wenn ich nunmehr nach dieser Skizzirung des alten Bergbaues im mährisch-schlesischen Culm, deren Ausführlichkeit mit Rücksicht darauf, dass ein solcher bisher so gut wie unbekannt gewesen, nicht unpassend genannt werden möge, wenn ich nunmehr eine Schilderung der heute abgebauten Bleiglanzvorkommen zu geben versuche, so habe ich da vor Allem vorauszuschicken, dass es sich durchwegs um erste, im Werden begriffene Versuche handelt, wenn auch zum Theile auf uralter, heute freilich längst fremd gewordener Grundlage, um bergbauliche Arbeiten, die nicht älter als drei, vier Jahre sind. Das Bild, das sich heute dem Auge bietet, kann unter solchen Umständen, so lange nicht ein endgiltig feststehender und regelmässig weiterfunctionirender Betrieb vorhanden, binnen kürzester Zeit verändert sein und so können denn die folgenden Zeilen nichts anderes bezwecken als zu schildern, was augenblicklich in den im Werden begriffenen und,

[1]) d'Elvert, a. a. O. pag. 262.

[2]) Ebenda pag. 267.

[3]) Neuere Analysen ergaben z. Th. einen höheren Silbergehalt. Nach mir gewordenen freundlichen Mittheilungen betrug er manchmal bis 0·028 Procent, der Bleigehalt bis 84·50 Procent. Bekanntlich ist der Bleigehalt im reinen Bleiglanz 86·55 Procent, die Silberbeimengung schwankt im Mittel zwischen 0·01 und 0·33 Procent. Muspratt's Chemie. 3. Aufl. 1879, VI. Bd., pag. 464.

wie es scheint, hoffnungsvollen Bleibergbauen des mährischen Culmgebietes zu sehen ist; das eine oder andere geologisch interessante Bild werden sie uns schon heute bieten und eine sogar bedeutungsvolle Erscheinung — ich meine die Gerölle von Altendorf — haben sie uns schon oben kennen gelehrt.

Der Bleiglanz[1]) erscheint in Form von Knollen und Putzen einerseits (in Altendorf), in Form geschlossener Gänge anderseits; beide Vorkommen sind übrigens durch Mittelglieder mit einander verbunden. Stets aber ist er an ein gangförmig auftretendes Mittel gebunden, das selbst nicht durchwegs die gleiche Zusammensetzung hat. Es erscheint dasselbe im Allgemeinen als mürbe, lettige Gangart, bestehend aus aufgelöstem Quarze mit Bruchstücken von Thonschiefer und Grauwacke, manchmal auch mit Kalklinsen und dann und wann von kohliger oder, besser graphitischer Substanz. Ueber die Gangnatur dieses erzführenden Mittels liegen die folgenden Streichbeobachtungen vor: in der Willibaldzeche (Altendorf) Streichen des Ganges nach h 8 bei einem durchschnittlichen Streichen des Nebengesteines nach h 2 (d. i. des Dachschiefers und der Grauwacke), in der Franzenszeche (Bernhau) fast das genau gleiche Streichen des Ganges nach h 8, vielleicht etwas gegen 9, bei dem Gesteinsstreichen nach h 2, das Einfallen des Ganges ist stets fast saiger, wenn aber nicht senkrecht, ist ein Einfallen nach h 2, d. i. in der Richtung des Gesteinstreichens sichtbar, bei meist flacher Lagerung des Gesteins.

Die für den tektonischen Bau der mährisch-schlesischen Sudeten so bedeutungsvollen Zahlen h 2 und h 8 treten uns also auch hier wieder vor Augen... Die Mächtigkeit dieses Gangmittels ist eine wechselnde und ebenso jene sowohl des eigentlichen Erzganges wie der einzelnen Knollen und Linsen von Erz; die letzteren erreichen gar nicht selten einen Durchmesser von 12 Centimeter, während die grösste Mächtigkeit des reinen Bleiglanzganges in Bernhau von mir an einer Reihe von Anschlagspunkten zwischen 10 und 20 Centimeter, hin und wieder auch über 30 wahrgenommen werden konnte; dass die Mächtigkeit nicht constant bleibt, ist hier wie anderswo der Fall. Die Mächtigkeit des Ganges selbst schwankt in beiden Bauen zwischen 2 Centimeter und einem Meter. Sehr gut möglich ist es, dass in Bernhau zwei ausgesprochene Gänge vorhanden sind, deren zweiter fast nordsüdlich streicht. Die Erstreckung der Erzgänge ist durch die vorläufigen Arbeiten auf 677 Quadratmeter Ausrichtungsstrecke in beiden Bauen erwiesen und für diese vorläufige Erstreckung ist die Gangnatur als solche in Bernhau wie in letzterer Zeit auch in Altendorf, wo die ersten Aufschlüsse nur das Vorkommen in Knollen gezeigt hatten, sichergestellt; in ähnlicher Weise hatten die ersten Arbeiten in Bernhau auch nicht sofort den mächtigen Bleiglanzgang von heute erschlossen, sondern bei meinem ersten Besuche im October 1887 hatte ich nur eine Reihe von 3—4 dünnen Erzäderchen in der

[1]) Die folgenden Beobachtungen beziehen sich auf die mir durch das Entgegenkommen der Herrn W. Posselt und Dr. F. Kupido genauer bekannt gewordenen Baue von Altendorf und Bernhau. Die genauere Lage beider Bergbaue ist: Bei der Altendorfer Mühle südlich des Dorfes beim Oderknie und knapp nördlich der Häusergruppe nordwestlich vom Gipfel des Zienberges.

Gangmasse zu Gesicht bekommen. Dass auch das mürbe Gangmittel selbst einen oft gar nicht unbedeutenden Bleigehalt enthält, sei schliesslich noch erwähnt; es steigert sich dieser in Altendorf bis auf 31·8 Procent, nach Analysen des k. k. General-Probieramtes. Von begleitenden Mineralen ist ausser Spuren von Malachit und Cerussit und einer in Altendorf angefahrenen Graphitlage, sowie weiter wohl nicht bestimmbaren Zersetzungsproducten von Bleiglanz nichts zu erwähnen.

Es ist nicht meine Aufgabe, an dieser Stelle montanistische Details über die beiden Baue beizubringen; an einem Beispiele der Gegenwart galt es zu zeigen, dass der mährisch-schlesische Culm von Gängen derben Bleiglanzes durchzogen ist, der stellenweise höchst ansehnliche Mächtigkeiten erreicht. Vielleicht werden die nächsten Jahre Gelegenheit geben, aus den Bauen, die nach den bisher erzielten Resultaten und den amtlichen Ausweisen auch für die Zukunft ihre Berechtigung haben, neue, für den Bergbau und die geologische Kenntniss des mährischen, sonst so einförmigen Culmgebietes bedeutungsvolle Thatsachen kennen zu lernen.

Die Devonkalk- und Granitinseln von Krtschmann, Radwanitz und Sobischek.

Indem wir uns den, in den Tiefenlinien des March- und Beczwathales vereinzelt auftauchenden Vorkommen von Devonkalk mit untergeordneten Quarziten und Schiefern und von Granit mit untergeordnetem Glimmerschiefer nähern, betreten wir ein räumlich beschränktes Gebiet, welches aber Dank seiner auffälligen geologischen Zusammensetzung seit einer langen Reihe von Jahrzehnten Geologen angezogen hat. Seitdem in den Dreissiger Jahren ein Theil der uns hier beschäftigenden, sowie jener analogen Vorkommen, die den gleichzeitigen Kartengebieten meiner Collegen Dr. V. Uhlig und Dr. L. v. Tausch angehören[1]), von dem in Olmütz garnisonirenden Generalmajor v. Keck entdeckt wurde, haben seither Murchison, v. Keyserling, Verneuil, Glocker, Beyrich, M. Hörnes, F. Römer, Lipold und Wolf das eine oder andere dieser inselartigen Vorkommen besucht und dadurch die Grundlage zu einer interessanten, wenn auch sehr wenig umfangreichen und in ihrer Gänze schwer zusammenstellbaren Literatur gelegt.

Nachdem nur drei dieser Inseln dem hier geschilderten Gebiete angehören, habe ich auch nur die Literatur für eben diese hier zu nennen und jene der übrigen, zahlreicheren Vorkommnisse nur insoweit zu berücksichtigen, als der Zusammenhang dieser mit jenen fordert.

Es ist Wolf's Verdienst, uns den Mann genannt zu haben, dem wir die Entdeckung fast aller dem Marchthale angehörigen Inseln zu danken haben: Generalmajor Michael Keck von Keck. In Briefen an den Director des Mineraliencabinets in Wien, Partsch, die Wolf zwanzig Jahre nach v. Keck's Tode (1840 †) als Anhang zu seiner Arbeit

[1]) Sowie (1889) auch jenem meines Herrn Chefgeologen Oberbergrath Dr. E. Tietze mit der bedeutungsvollsten dieser Inseln (Rittberg).

über Olmütz veröffentlichte [1]), berichtet v. Keck unter vielen anderen, auf die Geologie Mährens sich beziehenden Mittheilungen auch über seine Entdeckungen der meisten hier in Frage kommenden Bildungen; v. Keck sammelt und bestimmt Fossilien und vergleicht auf Grund dieser den Kalk von Rittberg und Nebotein (Blatt Olmütz) 1840 in vollkommen zutreffender Weise mit den Kalken von Blansko bei Brünn. v. Keck war es auch, der den ersten Fachgeologen nach etlichen der Inseln führte, Glocker, und so diesem Veranlassung gab, die erste genauere Nachricht über dieselben dem geologischen Fachpublicum zukommen zu lassen.[2]) Hatte v. Keck (in den nachträglich bekannt gewordenen Briefen) die Kalkinseln des Marchthales mit dem Kalke von Blansko verglichen, so verglich nunmehr Glocker dieselben, also in erster Linie Rittberg, mit dem ja — wie wir heute wissen — gleichalterigem Eiflerkalk, nennt sie aber noch nicht devonisch, sondern silurisch, indem er auch den Eiflerkalk also bezeichnet. In einer Fussnote zur Glocker'schen Arbeit berichtigt der damalige Herausgeber des Neuen Jahrbuches, H. G. Bronn, diese Bezeichnung; er ist es denn, welcher als erster die Kalkinseln direct als devonisch bezeichnet. 1847 besucht die erlesene Gesellschaft eines Murchison, Graf Keyserling und Verneuil das Inselgebiet des Marchthales; sie erhoben nunmehr das devonische Alter über jeden Zweifel [3]), nachdem noch kurz zuvor M. Hörnes auf Grund von Rittberger Fossilien, die aus dem Nachlasse v. Keck's stammten, über das Alter der Kalke noch nicht mit Bestimmtheit sich aussprechen zu können erklärt hatte. [4]) Details aber suchen wir in all den genannten Schriften ganz vergebens; zumal das uns hier beschäftigende Kalkvorkommen von Krtschmann-Grügau findet darin kaum eine kurze Erwähnung.

Die Granitinsel von Krtschmann, die gleichfalls v. Keck entdeckte, wird zum erstenmale gleich den Kalkinseln von Glocker in

---

[1]) Wolf, a. a. O. pag. 10—15 (Anhang).

[2]) E. F. Glocker, Beiträge zur geologischen Kenntniss Mährens. II. Entdeckung von Versteinerungen im Grauwackenkalkstein der silurischen Formation bei Olmütz. Leonhard's Jahrbuch, 1842, pag. 25. — Glocker war es übrigens, der diese hervorragenden Verdienste v. Keck's um die Geologie Mährens, durch die Schaffung der bekannten *Keckia annulata* der Nachwelt zu erhalten suchte. Vergl. „Ueber die Kalk führende Sandsteinformation auf beiden Seiten der mittleren March, in der Gegend zwischen Kwassitz und Kremsier. (Ueber den Marchsandstein.) Nova acta, 1841, Bd. XIX, II. Suppl., pag. 319.

[3]) R. J. Murchison, Ueber silurische Gesteine Böhmens nebst einigen Bemerkungen über die devonischen Gebilde in Mähren. Leonhard's Jahrbuch 1848, pag. 12.

In Murchison's Siluria heisst es nur ganz allgemein, dass „Rittberg und andere Punkte bei Olmütz dem Devon angehören" (pag. 392); in seiner geologischen Karte von Europa aber ist nicht blos etwa Rittberg, sondern das ganze grosse mährisch-schlesische Grauwackengebiet dem Devon zugetheilt. Wenn Murchison übrigens auf pag. 393 (Fussnote) seiner „Siluria" auf eine Arbeit „devonische Formation in Mähren", Leonhard's Jahrbuch, 1841 verweist und damit in hohem Grade unsere Neugierde erregt, so fühlt man sich wohl sehr enttäuscht, wenn man erkennt, einer falschen Literaturangabe gegenüber zu stehen, indem der genannte Band an keiner Stelle auch nur eine Notiz bringt, die diesem Titel nur halbwegs entspräche. Murchison hat denn wohl nur die Glocker'sche, freilich ganz anders betitelte Arbeit vom Jahre 1842 im Sinne gehabt.

[4]) Haidinger's Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien. 1847, Bd. I, pag. 166.

die Literatur eingeführt, allerdings an einer Stelle, wo sie kaum Jemand suchen dürfte, in einer Fussnote zu der ein ganz anderes Gebiet, jenes um Kremsier, behandelnden Arbeit über den „Marchsandstein".[1])

Von den Kalkvorkommen im Beczwathale hat Glocker 1842 wohl nur jene aus der Gegend von Prerau erwähnt[2]), die beiden Vorkommen meines engeren Gebietes aber, Sobischek und Radwanitz, übergangen, wiewohl die Kalkbrüche daselbst seit alter Zeit bestehen und dieser Kalk wegen seiner Güte schon 1805 sogar einen bedeutenden Absatz hatte (Brünner Zeitung 1805, pag. 1709). Uebrigens vermisst man diese Kalkvorkommen sogar in der vaterländischen Topographie, dem bekannten Werke Wolny's, resp. deren naturhistorischen Einleitungen aus der Feder von Prof. A. Heinrich, während wir andererseits daraus die Nachricht von einem weiteren Kalkvorkommen im Marchthale schöpfen können, einem Vorkommen, das aber absolut nicht besteht und gewiss auch nicht bestanden hat, indem der Předny Kopec bei Kokor, der Sitz dieses angeblichen „schönen schwarzen Marmors und brauchbaren Kalkes"[3]) nur Culmgrauwacke und Löss sehen lässt. Erst Beyrich gedenkt des einen der beiden Kalkvorkommen gelegentlich jener ausgezeichneten Zusammenstellung, die er 1844 über seine Untersuchungen in einem beträchtlichen Theile beider Schlesien und Mährens veröffentlicht.[4]) Indem Beyrich durch das Oderthal südwärts und über den flachen, wasserscheidenden Rücken zum Beczwathale vorschritt, hatte er zuerst die Kalke von M.-Weisskirchen, sodann jene von Sobischek in den Bereich seiner Studien gezogen. Gründlich räumt er auf mit den verschiedenartigsten Ansichten, die über die Kalke von M.-Weisskirchen vor ihm waren aufgestellt worden und die hier, insoweit dadurch das nahe Vorkommen von Sobischek berührt erscheint, rasch Erwähnung finden müssen. Pusch hatte die Kalke in den Jura gestellt[5]), Heinrich war ihm hierin nachgefolgt, die Sache aber durch den parenthetischen Zusatz (Zechstein) nur noch mehr verwirrend.[6]) Ja man ist fast versucht, auch Glocker, den wir die Kalkinseln im Marchthale so richtig auffassen sahen, dieser Ansicht zu beinzichtigen, wenn er schreibt: „Ob der bei Kurowitz anstehende Jurakalk auch noch an anderen Hügeln und Bergen der Nachbarschaft zum Vorschein komme und wie weit er in diesem Falle sich erstrecke, ist nicht bekannt. Da jedoch diese Kalkbildung mit dem Stramberger Kalk in eine Zone fällt und mit ihm identisch ist, desgleichen auch in dem Districte zwischen Kurowitz und Stramberg, z. B. im Thale der Beczwa, Spuren von dichtem Kalkstein vorkommen, welcher derselben Formation angehören kann, so ist an einem Zusammenhang

---

[1]) a. a. O. (Nova acta Bd. XIX, II) pag. 315. Hier werden auch die ausser mein Gebiet fallenden krystallinischen Inseln, der Granit von Boleloutz und Trzeptschein, der Gneiss von Dub und Rittberg erwähnt.

[2]) a. a. O. (Leonhard's Jahrbuch, 1842) pag. 25.

[3]) a. a. O. pag. 423.

[4]) Beyrich, Ueber die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. Karsten-Dechen's Archiv f. Miner. etc. 1844, Bd. XVIII, pag. 34.

[5]) Pusch, Geognostische Beschreibung von Polen. 1836, Bd. II, pag. 17, 25.

[6]) a. a. O. (Wolny) Bd. I, pag. 23. „Jurakalk" von Kokor erwähnt aber auch noch 1853 der III. Jahresbericht des Wernervereins (pag. 16).

zwischen jenen beiden wohl nicht zu zweifeln.“ [1]) Damit ist aber in ähnlicher Weise das Devon der Kalke von M.-Weisskirchen und Sobischek mit dem Jura von Kurowitz, Stramberg etc. zusammengeworfen, wie dies noch früher (1822) v. Oeynhausen [2]) schon gethan hatte. Dieser hatte allerdings auch die Kalke von Inwald, Teschen etc., also so ganz verschiedenen Alters mit jenen in der Beczwafurche vereint; die Bezeichnung allerdings, die er denselben zu Theil werden liess, hat wenigstens für jene an der Beczwa ihre Berechtigung, indem er sie im Sinne der damaligen Nomenclatur als Uebergangskalke bezeichnet. Und doch hat schon vor Pusch, Heinrich und Glocker 1822 Lill v. Lilienbach [3]) an einer Stelle einer, wiederum in erster Linie ganz anderen Bildungen gewidmeten Studie ganz deutlich es ausgesprochen, dass der Kalk von M.-Weisskirchen als Grauwackenkalk abzutrennen sei von dem „Felsen bildenden Jurakalk“ von Staatz etc. Und Boué hat [4]), an v. Lill sich anlehnend, in gleicher Weise von dem *Calcaire intermédiaire* im Beczwathale gesprochen, an einer Stelle sogar von Versteinerungen in demselben kurze Mittheilung machend. [5])

Beyrich ist nun der Erste, der alle Kalkinseln der Beczwa- und Marchlinie von einem Gesichtspunkte aus betrachtet und sämmtliche als Bildungen einer Altersstufe, des Devons, bezeichnet. Er erwähnt auch, was uns hier in erster Linie interessirt, dass er in dem Kalkvorkommen von Sobischek „einige Schichten nach den spätigen Durchschnitten als fast ganz aus Crinoidenresten zusammengesetzt erkannte“, ohne indess eine genauere Bestimmung geben zu können.

Das weitere Kalkvorkommen der Beczwalinie, jenes von Radwanitz, blieb auch Beyrich unbekannt; erst als Wolf und Lipold im Auftrage des Wernervereines 1859 die Gegend bereisten, wurde auch diese Insel entdeckt und in der Originalaufnahmskarte verzeichnet, um — wie bereits in den ersten einleitenden Sätzen dieser Arbeit gelegentlich erwähnt wurde — von späteren Karten wieder zu verschwinden, so dass ich diesen zu Folge anfänglich ein völlig neues Kalkvorkommen entdeckt zu haben vermeinte. An jenen einleitenden Stellen wurde auch bereits bemerkt, wie in der Deutung dieser Kalkinseln, die Wolf als Vertreter des Mitteldevons bezeichnete, in den späteren geologischen Karten, zumal jener Mährens von Fötterle, auch eine theilweise Aenderung Platz griff, indem z. B. die Kalke von Krtschmann-Grügau als Urkalk, gleich dem Pegmatit-Granit von daselbst, der zum Gneiss werden musste, bezeichnet wurden. Dass

[1]) E. F. Glocker, Ueber den Jurakalk von Kurowitz in Mähren und über den darin vorkommenden *Aptychus imbricatus*. Nova acta 1841, Bd. XIX, II. Suppl.-Bd. pag. 275, 290.

[2]) C. v. Oeynhausen, Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien. 1822, pag. 87.

[3]) C. Lill v. Lilienbach, Die Steinsalzgebilde in den Alpen und Karpathen. Jahrbücher des k. k. polytechnischen Institutes. Wien 1822, Bd. VI, pag. 166.

[4]) A. Boué, Resumé des observations sur l'age relatif des dépots secondaires dans les Alpes et les Carpathes. Extrait du Journal de Géologie. Mai 1830, pag. 22.

[5]) A. Boué, Uebersicht einer geognostischen Karte von Mähren (von v. Lill). Karsten-Dechen's Archiv für Min. etc. 1831, Bd. III, pag. 574 und Quide geologue voyageur. 1836. Bd. II, pag. 415.

jegliche Begründung in diesem Wechsel der Anschauungen fehlt, wurde gleichfalls schon hervorgehoben. Die Existenz überhaupt des Kalkvorkommens von Radwanitz fand ich in der Literatur nur ein einziges Mal durch die blosse Aufzählung des Namens von Seite Lipold's sichergestellt.[1]) Die nähere Begründung, welche Wolf für die Deutung der Kalkinseln als Vertreter des Mitteldevons — in Rittberg durch *Stringocephalus Burtini* gekennzeichnet — gab, findet sich in dem kurzen Vortrage, den er am 26. Februar 1861 in der k. k. geologischen Reichsanstalt hielt[2]) und in der gleichfalls kurzen, aber inhaltreichen Arbeit über Olmütz.[3]) Indem Wolf für Rittberg auch die Anwesenheit der unterdevonischen Quarzite erweist, die völlig jenen, von Reichenbach[4]) „Lathon" genannten Gliedern an der Basis des Mitteldevonkalkes von Blansko gleichen, wird die Identität der Inselkalke mit diesem sichergestellt und so die Ansicht, die v. Keck zu allem Anfange ausgesprochen, völlig betätigt. Wie ich gleich hier einfügen darf, haben meine Aufnahmen aber auch die Anwesenheit jener unterdevonischen Quarzite im Liegenden des Kalkes von Krtschmann-Grügau ergeben. Wenn aber Wolf[5]) und Lipold[6]) von eben dieser Insel auch noch „Phyllite" verzeichnen, so können nach meinem Dafürhalten wohl nur jene lichtgrauen, zum Theil kalkigen Schiefer gemeint sein, die ich in Verbindung mit dem Kalke, zumal aber in deren Hangendem beschreiben werde. Wenn Wolf endlich später für den mächtigen Kalk von M.-Weisskirchen die Vertretung von Mittel- und Oberdevon als das Resultat einer gemeinsam mit F. Römer 1862 dahin unternommenen neuerlichen Begehung veröffentlicht[7]), so wird das uns hier beschäftigende Gebiet hierdurch nicht weiter berührt. Die von M.-Weisskirchen als oberdevonische Cramenzelkalke im Hangenden der gewöhnlichen, grauen und splitterigen Kalke des Mitteldevons beschriebenen Vorkommen sind in den anderen Inseln nicht vertreten.[8]) Wenn ich noch erwähne, dass Lipold die Inselkalke einmal mit jenen vergleicht, die innerhalb des Grundgebirges der mährisch-schlesischen Sudeten zusammen mit Diabasen die Träger der Eisensteine sind, dürfte die, wie oben gesagt wurde, nicht uninteressante, aber äusserst wenig umfangreiche und schwer eruirbare Literatur erschöpft sein. Seit 1862 liegt sie ganz brach.

Indem ich bezüglich aller Details auf die unten im speciellen Theile dieser Schilderung folgende Beschreibung verweise, kann es sich mir hier nur darum handeln, auf Grund meiner Beobachtungen zu einem Urtheil über das Wesen dieser Inseln zu gelangen. Da haben wir denn wohl zunächst die Frage zu beantworten:

---

[1]) X. Jahresbericht des Wernervereins. 1860, pag. 16.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1862, Bd. XII, Verh. pag. 20.

[3]) a. a. O. pag. 576.

[4]) K. Reichenbach, Geologische Mittheilungen aus Mähren. 1834, pag. 64.

[5]) a. a. O. (Olmütz) pag. 576.

[6]) X. Jahresbericht des Wernervereins. 1860, pag. 16.

[7]) Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1863, Bd. XIII. Verh. pag. 19. Denselben Gegenstand behandelt übrigens ein schon etwas früher veröffentlichter Brief Wolf's an den Wernerverein in Brünn, der sich abgedruckt findet in den Verhandlungen der mähr.-schles. Gesellschaft für Ackerbau etc. 1862, pag. 380.

[8]) Uebrigens leugnet mein College Dr. v. Tausch die Anwesenheit von oberdevonischen Kalken bei M.-Weisskirchen. A. a. O. pag. 411.

Welches Alter haben wir den Kalken zuzuweisen?

Zunächst liegt keinerlei Grund vor, die Kalke von Grügau-Krtschmann, Radwanitz und Sobischek als etwa nicht gleichalterig zu betrachten; die inselartige Form ihres Auftretens längs zweier auffälliger Tiefenlinien und die petrographische Aehnlichkeit vereint sie. Es wird darum gestattet sein, von einem auf die anderen Vorkommen zu schliessen. Und da lege ich denn bei dem völligen Mangel an Fossilien im Kalk, von unbestimmbaren Crinoidendurchschnitten[1]) abgesehen, ein Gewicht auf den Nachweis von Quarziten im Liegenden des Grügauer Kalkes, von Quarziten, die obendrein petrographisch so sehr den unterdevonischen Quarziten bei Brünn (und nicht den gleichaltrigen der Sudeten bei Würbenthal) ähneln; fand ich sie auch nirgends anstehend, so kann doch ihr Vorhandensein an Ort und Stelle und zwar unmittelbar zwischen dem Granit von Krtschmann im Süden und dem Kalke im Norden nicht zweifelhaft sein. Der Kalk fällt durchwegs nordwärts, d. i. von der Quarzitzone und dem noch südlicheren Granit ab, ist mithin jünger, so dass ungezwungen sich das mitteldevonische Alter der Kalke ergibt, wie es mit Hinblick auf das wohl analoge und paläontologisch sichergestellte Vorkommen von Rittberg, wo ja Wolf im Liegenden der Kalke gleichfalls Quarzite nachwies, zu erwarten war. Wenn ich unten mittheilen werde, dass lose Quarzite an einer Stelle auch im Innern des Kalkgebietes erscheinen, so darf hier auf ähnliche Erscheinungen im Devongebiete bei Brünn verwiesen werden, wo isolirte Kalkinseln dem unterdevonischen Quarzit aufsitzen; das Liegendglied kommt eben wieder zum Vorschein.

Schwieriger ist die Frage nach dem Alter der grauen Schiefer, die ich nahe den Kalken von Krtschmann, z. B. von Grügau gegen Gross-Teinitz zu, sah[2]), und die zuerst mit Kalkschiefern, dem häufigen Begleiter des Kalkes, zugleich, dann aber auf weite Strecken für sich allein erscheinen. Petrographisch muss ich sie von den Culmgrauwacken und deren schieferigen Aequivalenten trennen und noch andere Umstände sprechen mit Entschiedenheit dagegen, sie dem Culm zuzuweisen. Dieser bildet im nahen Chlumwalde ein steil und hoch aufsteigendes Waldgebiet, die Schiefer setzen die ungemein flachwellige und niedrige Feldlandschaft zusammen, welche von jenem durch eine, theilweise durch geschichteten Diluvialsand bezeichnete Einsenkung getrennt ist. Dabei ist das zersetzte, mürbe, schieferige Material, wie es den Felderboden zusammensetzt, ein anderes als die Chlumwald-Grauwacke, wie sie in Lesesteinen sich zeigt und auf dem nahen Hradisko gebrochen wird. Und endlich die Lagerungsverhältnisse. Es wird unten gezeigt werden, wie als Durchschnittstreichen des Kalkes ein ostwestliches (h 6) gelten mag, worauf, von diesem abfallend, die grauen Schiefer mit einem dreimal constatirten analogen Streichen (h 6—7) darauf folgen und sich

---

[1]) Beyrich erwähnt solche aus dem Kalke von Sobischek, wo ich nicht so glücklich war, sie wiederzufinden. Dagegen fand ich solche in einem losen Stücke des Kalkes von Krtschmann-Grügau, der bisher als ganz fossilleer gegolten.

[2]) G. Frhr. v. Hingenau, Uebersicht der geologischen Verhältnisse von Mähren, 1852, erwähnt die „thonigen Schiefer", pag. 60 und v. Hingenau's Uebersichtskarte scheidet sie aus. Auch v. Keck nennt sie.

darnach als Hangendglieder erweisen; nur einmal war ein südliches, d. i. unter die Kalke gerichtetes Einfallen der Schiefer zu sehen, worauf als locale Erscheinung vielleicht nicht zu achten ist. Jedenfalls scheint mir sicher, dass die grauen Schiefer mit den Kalken eine concordante Schichtfolge bilden, sind jene ja an mehreren Punkten mit den Kalkschiefern, die nur als structurelle Abart des massigen Kalkes gelten können, in innigstem Zusammenhang, bilden sie sich aus diesen heraus. Wie sieht es aber mit den Streich- und Fallrichtungen der Chlumwald- und Hradiskograuwacke aus; liegen diese auch concordant auf Kalk und Schiefer? Ich greife hier aus dem Gesammtbilde der Tektonik unseres Gebietes die hierfür massgebenden Punkte hervor: Von Czechowitz zieht zum Hradisko ein vielfach aufgeschlossener Zug massiger, zum Theil kugelig abgesonderter Grauwacke (südlich Czechowitz und unterhalb des Hradiskogipfels mit Zwischenlagen groben Conglomerates), die wohl nicht immer ein genaues Streichen abzulesen gestatten, indess durchschnittlich regelmässig nach h 3—4 streichen und südostwärts fallen; dieses gerade für das Culmgebiet von Czechowitz bis südlich Krtschmann ziemlich allgemein giltige Südostfallen der Schichten gegenüber dem Nord bis Nordost gerichteten der Kalke und Schiefer machen es sehr wahrscheinlich, dass zwischen beiden eine Discordanz vorhanden, wenn auch ein absolut sicherer Beweis bei dem Umstande, als die diesbezüglichen nächsten Aufschlüsse immerhin etwa 2000 Schritte entfernt sind, nicht erbracht werden kann.

Dies Alles veranlasst mich, die grauen Schiefer nicht als Culmschiefer zu bezeichnen, sondern mit den mitteldevonischen Kalken als wahrscheinlich hangendes Glied derselben zu vereinigen, ohne jedoch eine nähere Altersbestimmung geben zu wollen.

Im Sinne dieser Auffassung stossen, zum Theil durch aufliegenden Diluvialsand verhüllt, das alte Inselgebiet der Marchdepression und der Culm des sudetischen Grundgebirges an einander.

Bestärkt werde ich in meiner Auffassung hinsichtlich der grauen, dichten Schiefer darin, dass ich denselben wieder begegnet bin bei den zwei anderen Kalkinseln meines Gebietes: bei jenen von Sobischek und Radwanitz in der Beczwadepression. Für das erstere Vorkommen musste ich ein ostwestliches Streichen des Kalkes bei steilem Nordfallen annehmen, konnte aber für die südlich des Kalkofens am Dorfrand, d. i. ganz nahe dem Kalke, entblössten, grauen, mürben Schiefer keinerlei diesbezügliche Beobachtung anstellen, sondern erst an den ähnlichen, wenn auch festeren Bildungen bei Buk, nahe von Sobischek, wo mir ein analoges Streichen und Fallen wahrscheinlich wurde. Sichere Culmvorkommen sind von da nicht weit entfernt; um so unsicherer aber sind deren tektonische Verhältnisse, sind wir ja an dem gegen Prerau vorspringenden äussersten Vorgebirge der Sudeten angelangt, wo wir so bedeutenden Unregelmässigkeiten begegneten und fast alle Streich- und Fallrichtungen vor uns haben (vergl. pag. 122). Da kann denn nicht mit Sicherheit von einer Discordanz gesprochen werden und noch viel weniger bei Radwanitz, wo mir sogar die petrographische Aehnlichkeit der in der Schlucht nördlich des Kalkvorkommens vorhandenen Grauwackenschiefer mit den dichten grauen Schiefern nicht so klar wurde, als es wünschenswerth wäre, um auch jene mit Sicherheit denen von Grügau und Sobischek gleichzustellen.

Somit hätte ich denn vorgebracht, was ich über das Alter der drei Kalkinseln zu sagen hätte und habe nunmehr auf die schwierige Frage ihrer tektonischen Deutung einzugehen, die sich zumal ausspricht in der so überaus auffälligen inselartigen Lage in zwei Thalsenkungen.

Es wird darüber wohl erst dann ein sicheres Urtheil möglich werden, bis die Berichte meiner Herren Collegen über die analogen Vorkommnisse bei Prerau und Mährisch-Weisskirchen vorliegen und endlich das so wichtige Rittberg kartirt sein wird. Darum können die hier versuchten nur als vorläufige Andeutungen gemeint sein Es werden dieselben für mein Gebiet aber dadurch noch wesentlich erschwert, als es ja gilt, auch das inselartige Granit- und Glimmerschiefervorkommen von Krtschmann, welches mit dem Kalk daselbst in so innigem Localverbande steht, mit in den Bereich der Deutung zu ziehen. Und über die Bedeutung dieser Granitinsel zu irgend einer Anschauung zu kommen, ist so ausserordentlich schwierig; mag sein, dass die Untersuchung ähnlicher Inseln im Westen, wie jener von Bolleloutz, nördlich von Prossnitz [1]), diese Aufgabe erleichtern wird. Für heute aber lässt sich über den Zusammenhang von Granit und Kalk bei Krtschmann gar nichts sagen, kaum dass ich darüber meine Meinung aussprechen kann, ob der Granit älter oder etwa jünger als der Kalk sei und aus dem sofort mitzutheilenden petrographischen Habitus geht nur so viel hervor, dass er mit all den Graniten der mährisch-schlesischen Sudeten, so weit ich sie innerhalb der letzten Jahre kennen lernte, äusserst wenig gemeinsam hat.

Petrographie des Inselgebietes von Krtschmann. — An dem Granit von Krtschmann fällt in erster Linie die grosse Betheiligung von Feldspath auf, gegen den der Quarz sehr bedeutend zurücktritt. Und zwar scheinen nicht blos in den eigentlich pegmatitischen Bildungen, wie sie im südlichen Theile der Granitinsel vorherrschen, sondern auch in dem Hauptgranit der Insel, der durch die häufigere Anwesenheit von Muskovit vor diesem ausgezeichnet ist, die Feldspathpartien, zwischen welchen die einzelnen kleinen Quarzkörner liegen, grossen einheitlichen Individuen anzugehören. Das gleichzeitige Einspiegeln der Spaltblättchen am Handstück weist wohl darauf hin und im Schliff sieht man in der That oft ein derartiges Individuum durch den ganzen Schliff verlaufen. Die dazwischen liegenden Quarze beeinträchtigen, je mehr sie sich häufen, dies Bild, und da, wo der Quarz und Feldspath sich ziemlich die Wage halten, erscheint dann das Gestein ziemlich gleichmässig mittelkörnig. Es gilt dieses letztere natürlich nur von dem Hauptgranit, während in den pegmatitischen Bildungen die grossen, mit Quarz verwachsenen Feldspathe eigentlich allein das Gestein ausmachen, tritt ja hier auch der Muskovit sehr zurück.

Fast in jedem Handstück fällt sofort eine eigenthümliche feine Streifung oder Riefung des Feldspathes auf, die auch noch in den eigentlich pegmatitischen Bildungen neben der Durchwachsung durch Quarz wohl sichtbar bleibt. Es ist dieser äussere Habitus in der Natur des Feldspathes, der sich als Mikroklin erwies, begründet. Schon

[1]) Vergl. die Hinweise von Glocker und Wolf.

bei regellosen Schliffen sieht man oft die bezeichnende Gitterstructur und ein nach der Fläche *P* angelegter Schliff liess die für Mikroklin bezeichnende Auslöschungsschiefe der beiden sich rechtwinklig kreuzenden Lamellensysteme von etwa 15° erkennen. In zweifacher Beziehung sind jedoch auch Unregelmässigkeiten wahrzunehmen. Gar nicht so selten nämlich kann man an einzelnen Lamellen diesen bezeichnenden Auslöschungswinkel nicht finden, manchmal misst man Winkelwerthe, die bis auf 4° herabsinken (in dem $//P$ geführten Schliff), wie man auch gar nicht so selten parallele Lamellen findet, die unmittelbar neben einander innerhalb des einen grossen Krystalles liegen und durchaus nicht gleichartig auslöschen.

Es deutet dies entschieden darauf hin, dass die Mikroklinmasse keineswegs eine einheitliche, dass vielmehr eine Verwachsung mit Plagioklas vorhanden ist, welche in den oben erwähnten Fällen parallel den Mikroklinlamellen stattfand.

Und zwar musste ich Werthe finden, die sich bedeutend weit von derjenigen Auslöschungsschiefe von 15—16° auf *P* entfernten, welche nach Rosenbusch's petrographischem Handbuche immer das Mittel zur Unterscheidung von den anderen Feldspathen an die Hand gibt. Ich notirte Werthe von 4° bis 20° und die Zahl der Lamellen, die also auslöschten, trotz Gitterstructur und der unmittelbarsten Nachbarschaft von solchen, die richtig mit 15° auslöschten, war eine gar nicht geringe. Dieser Umstand war mir um so auffälliger, als ich knapp zuvor Gelegenheit gehabt hatte, die Mikrokline aus dem Granitit und Pegmatit des Riesengebirges kennen zu lernen. Bekanntlich haben innerhalb der letzten Jahre Klockmann[1]) und Beutell[2]) diese Riesengebirgs-Mikrokline eingehend studirt; doch auch Klockmann (a. a. O. pag. 392) spricht von der durchgehends regelmässigen Auslöschung (15°—16°) und Beutell gibt als Grenzwerte 14° 0′ und 16° 20′. Dagegen theilt J. H. Kloos[3]) eine Zahl von Vorkommnissen mit, an denen er eine gänzlich analoge Erscheinung beobachtete, wie sie mir hier so unerwartet aufstiess: An einem Mikroklin vom Baikalsee (mit typischer Gitterstructur), einem vom Pikes Peak in Colorado, von Bodenmais, von Ditró u. a. O. fand er in Schliffen $//P$ Werthe für die Auslöschung, die von 0°—18° schwankten (a. a. O. pag. 96, 97), wie auch Brögger[4]) zuvor Aehnliches beobachtet hatte. Als Erklärungsgrund gibt Kloos die grössere Beimengung von Natronfeldspathmasse. Den gleichen Grund hatte auch Beutell für die, wie wir sahen, unvergleichlich kleineren, nach Minuten zählenden Abweichungen am Mikroklin des Riesengebirges (a. a. O. pag. 358) angenommen. Nun unterliegt es keinem Zweifel, dass in der That auch dem Mikroklin

[1]) F. Klockmann, Beitrag zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Zeitschr. d. D. geolog. Gesellsch. 1882, Bd. XXXIV, pag. 373.

[2]) A. Beutell, Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Kalinatron-Feldspathe. Groth's Zeitschr. f. Kryst. 1884, Bd. VIII. pag. 351.

[3]) J. H. Kloos, Beobachtungen an Orthoklas und Mikroklin. N. Jahrb. für Mineralogie etc. 1884, Bd. II, pag. 87.

[4]) W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 5 im Christianiagebiet und auf Eker. Dass übrigens auch für schlesische, dem Eulengebirge angehörige Mikrokline ein schwaches Variiren der Auslöschungsschiefe auf *P* zutrifft, berichtet Beutell selbst (a. a. O. pag. 374).

von Krtschmann ein solcher Natronfeldspath beigemengt ist. Wir sehen ihn deutlich mit dem Mikroklin direct verwachsen. Und zwar in doppelter Art: das eine Mal nehmen wir ganz feine Striche wahr, wie wir sie für die sogenannte mikroperthitische Verwachsung von Orthoklas und Albit bezeichnend kennen gelernt haben, welche in unserem Falle also einer mikroperthitischen Verwachsung von Mikroklin (statt Orthoklas) mit Albit entsprechen würde. Dass nicht die eigentlich mikroperthitische Verwachsung, also Orthoklas und Albit vorliegt, geht wohl daraus hervor, dass man einen allmäligen Uebergang von jenen Stellen, die das feine Gestrichel zeigen, zu jenen sieht, welche wieder nur die Gitterstructur des Mikroklins ersehen lassen.

Die zweite Form, in der Albit dem Mikroklin eingewachsen ist, erinnert ganz an jene, in der etwa im Riesengebirgsgranitit der Albit dem Orthoklas eingewachsen ist. Grössere Bänder von unregelmässiger Begrenzung, die nicht immer streng parallel zu einander verlaufen und sich gewöhnlich bald auskeilen, durchziehen unter spitzem Winkel die Lamellen des Mikroklins. Sie zeigen nur einfach Zwillingstreifung, die aber in verschiedenen, von einander getrennten derartigen Bändern unter einander gleichartig orientirt ist und mir in den meisten untersuchten Fällen in der That eine Auslöschungsschiefe von etwa 4° ergab. Es dürfte darum diese doppelte Vergesellschaftung des Mikroklins mit Albit sichergestellt sein; ob sie noch in einer dritten, ganz besonders subtilen Form die beobachteten Schwankungen der Auslöschungsschiefen an so manchen Lamellen des Mikroklins bewirken kann, darüber enthalte ich mich jedes Urtheils.

Noch ein Wort: Im Mikroklin des Riesengebirgspegmatits haben Klockmann (a. a. O. pag. 392) und Beutell (a. a. O. pag. 352) den völligen Mangel der Gitterstructur hervorgehoben und Klockmann bezeichnet es (a. a. O. pag. 386) direct als „nicht erwiesen, dass jeder Kalifeldspath, wenn er nur die Gitterstructur zeige, schon Mikroklin sein müsse.“ Ich hebe diesen Widerspruch gegen sonst allgemein gelehrte Anschauungen nur hervor, um durch den Hinweis auf zwei in's Feld geführte Kriterien (Gitterstructur und die allerdings nicht ausschliesslich herrschende Auslöschung um 15°) die vorgenommene Bestimmung des Feldspathes als Mikroklin (mit mannigfacher Albitverwachsung) als gesichert ansprechen zu dürfen. Damit stellt sich aber unser Granit von Krtschmann nur als weiteres normales Glied in die Reihe der Schriftgranite, deren Feldspath in den weitaus meisten Fällen Mikroklin ist.

Auf die Frage, ob Orthoklas ganz fehle, fällt es schwer, eine sichere Antwort zu geben; denn, wenn ich in einem Schliffe vielfach Feldspath sah, welcher die Gitterstructur nicht zeigte, so folgt mit Hinblick auf das eben Gehörte daraus keineswegs, dass Mikroklin ausgeschlossen sei, und wenn ich vollends erwähne, dass der Feldspath in diesem regellos geführten Schliffe ganz und gar jenes Aussehen zeigt, wie es ein $\parallel M$ geschnittener Mikroklin aufweist (vergl. die Schilderungen Klockmann's etc.), so scheint mir die Mikroklinnatur auch für diesen Fall sicher. [1])

[1]) Von einem rothen Feldspathe, den ich in einem losen Stücke an Stelle des sonst herrschenden weissen sah, glaube ich gleichfalls, dass er mit Albit perthitisch

Ueber die anderen Bestandtheile kann ich mich weit kürzer fassen: Der Quarz bietet keinerlei Interesse; vielfache Einschlüsse, Flüssigkeitseinschlüsse fehlen nicht. Muskovit erscheint in Täfelchen und Schuppen, Biotit fehlt im Allgemeinen gänzlich, dann und wann erscheint nur als sehr grosse Seltenheit ein einzelnes schwarzgrünes Schüppchen. Wenn ich noch erwähne, dass in manchen Feldspathtafeln längere Stäbchen und Nadeln von lichtgrüner Farbe erscheinen, die vielleicht auf Sillimanit zu deuten sind, den ich einmal auch als grössere Masse im Granit fand, wäre die Aufzählung der einzelnen Gemengtheile beendet. Dass mir ausser Sillimanit kein Mineral auf Drusen etc. bekannt wurde, nimmt eigentlich Wunder, wenn man den Mineralreichthum ähnlicher pegmatitischer Bildungen ins Auge fasst.

Und als Pegmatit wird der Granit von Krtschmann wohl in erster Linie zu bezeichnen sein; mineralische Zusammensetzung, Structur und die Vergesellschaftung mit direct schriftgranitischen Bildungen weisen ihn dahin.

Es ist dieser Umstand einigermassen von Interesse: Mustern wir nämlich auf der einen Seite die Granitvorkommen innerhalb der mährisch-schlesischen Sudeten durch, so haben wir in erster Linie das grosse Granitgebiet von Friedeberg mit seinen vielfachen Gesteinsarten. Doch unter diesen fehlt gerade ein entschiedenes Analogon von Krtschmann, indem die Pegmatite, wie sie etwa um das Bad Gräfenberg so häufig sind, weit feinkörnigere und stets Granat führende Gesteine darstellen. Auch dort, wo innerhalb der mährisch-schlesischen Sudeten sonst Granite, respective Pegmatite sich einstellen, erinnert ihr Wesen durchaus nicht an das unseres Granites. Ich wenigstens wüsste kein Vorkommen, mit dem er wahrhaft verglichen werden könnte. Auf der anderen Seite müssen wir aber auch, um der Bedeutung des Gesteins gerecht zu werden, unsere Aufmerksamkeit auf ein entfernteres, nicht mehr den mährisch-schlesischen Sudeten zugehöriges Gebiet lenken. Es wurde nämlich schon hervorgehoben und wird noch darauf zurückzukommen sein, dass auf den Granit eine in Blöcken verfolgbare Zone von sicherlich unterdevonischen Quarziten, darüber eine mächtige Masse mitteldevonischen Kalkes mit darüber liegenden Schiefern folgt. In der Umgebung von Brünn ist das Profil wie folgt herrschend: Syenit, unterdevonischer Quarzit, mitteldevonischer Kalk. Wäre demnach unser Granit als Aequivalent jenes Syenites zu deuten, so wäre die Analogie, die für die Quarzite und Kalke nach Ausbildung und Lagerung so zutreffend ist, eine vollständige.[2]) Doch auch im Syenit von Brünn, respective seiner granitischen Fortsetzung nach Süd, scheint ein Aequivalent des Gesteins von Krtschmann nicht vorhanden zu sein. Aber noch ein anderer Grund ist gegen einen Vergleich mit Bildungen des mittelmährischen Syenitzuges anzuführen: Die Anwesenheit jener kleinen Partie von Glimmerschiefer im Süden des Granits von Krtschmann. Solche Vertreter krystallinischer Schiefergesteine sind in dem Syenit, dem ja so oft ein junges Alter zugeschrieben wird, völlig

verwachsener Mikroklin ist, wenngleich hier die Gitterstructur nur undeutlich sichtbar wurde. Die perthitische Streifung ist schon mit freiem Auge wahrzunehmen.

[2]) Vergl. die öfter genannte Geologie der Umgebung von Brünn von A. Makowsky und A. Rzehak.

unbekannt; die dioritischen Schiefer aber, wie sie daselbst nicht selten, sind jedenfalls schon mit den unterdevonischen Quarziten im engsten Alterszusammenhang. Und als wirklicher Glimmerschiefer, nicht etwa, wie ich es mir anfänglich nach bekannten Mustern zurechtlegen wollte, als „Biotitschliere" im Granit, ist die nun zu besprechende Bildung aufzufassen: Die Thatsache, dass von wirklicher Schieferung gesprochen werden kann — sieht man ja doch bei den obersten westlichen Häusern des Dorfes den Glimmerschiefer in senkrecht stehenden, beiläufig meridional streichenden Schichten auf die Entfernung von ein paar Schritten anstehen —, die von jener des Granits vollkommen abweichende Zusammensetzung und damit völliger Mangel eines Ueberganges lassen mich dies nun deutlich ersehen.

Zur Petrographie des Glimmerschiefers, der unterdevonischen Quarzite und der grauen Schiefer von Krtschmann. — Es stellt der Glimmerschiefer von Krtschmann ein ziemlich feines und gleichkörniges, deutlich schieferiges, dunkles Gemenge von Quarz und Biotit dar, aus welchem vielfach grössere Glimmerschuppen, nun aber meist Muskovit heraussehen, als dem gleichförmigen Grundgemenge und dessen, durch den Biotit bedingten Schieferungsflächen aufgesetzt. Stellenweise tritt der Glimmer zurück, Feldspath hinzu; kleine granitische Knauern sind gebildet. Ob im Grundgemenge neben Quarz, dessen unregelmässig begrenzte Individuen nicht selten lichtgrünliche, schwer (als Sillimanit?) deutbare Nädelchen beherbergen, auch Feldspath in grösserer Menge vorhanden, ist, wie bei den meisten ähnlichen Gesteinen, schwer zu entscheiden. Dass er vorhanden, ist sicher; etliche zwischen den Quarzmassen eingekeilte Täfelchen liessen sogar Zwillingsstreifung erkennen. Es werden dieselben wohl als Plagioklas zu deuten sein; sie für Mikroklin zu halten, liegt kein Grund vor und auch die einmal wahrgenommene Andeutung einer Gitterstructur wird bei dem Mangel derselben in allen anderen Fällen passender auf eine doppelte Verzwillingung von Plagioklas zurückzuführen sein. Orthoklas ist bekanntlich in derartigen Kornaggregaten nicht leicht zu erweisen; doch lehrt die Stärke der Polarisationsfarben, die Frische der Körner, dass Feldspath überhaupt nur eine ganz untergeordnete Rolle spielt, so dass gar keine Veranlassung vorliegt, aus dem Glimmerschiefer etwa einen Gneiss zu machen.

Der Biotit erscheint theils in parallelen Streifen hintereinandergereihter Läppchen von unregelmässiger Begrenzung, theils — indess seltener — im Gestein verstreut. Seine Farbe gibt sich im Schliff als zwischen dunkelgrünen und gelbbraunen Tönen schwankend, von Absorption ist im Allgemeinen wenig zu merken; er ist jedenfalls bereits in hohem Grade zersetzt und zerfasert; die Zersetzungsproducte liegen dann nicht selten als schmutziger Schleier über den Quarzkörnern.

Muskovit findet sich, wie es scheint, lediglich in Form grösserer, dem übrigen Feingemenge aufgesetzten Schuppen. Er zeigt sich frischer denn der Biotit; Epidotkörner, Magnetit, einmal ein Turmalinsäulchen, durch sehr starken Dichroismus gekennzeichnet, liess sonst das Mikroskop noch sehen.

An einer Stelle seiner Arbeit über Olmütz erwähnt Wolf auch Phyllite von Krtschmann[1]), ohne dass er sie aber auf dem beigegebenen Kärtchen ersichtlich gemacht hätte. Mir sind derartige Bildungen an keinem Punkte der Insel bekannt geworden; ob somit eine augenblickliche Verwechslung mit dem Glimmerschiefer vorliege oder aber mit jenen schieferigen, übrigens nicht im Geringsten phyllitischen Bildungen, die ich als Hangendglied der Kalke betrachte, entzieht sich heute der Beurtheilung.

Ich schliesse gleich hieran noch ein paar Worte über die Petrographie der in vielfachen losen Stücken zwischen Granit und Kalk aufgefundenen unterdevonischen Quarzite. Wie mannigfaltig sie auch nach ihrer Färbung sind — hellgraue und lichtbraunrothe Töne herrschen vor —, gemeinsam ist ihnen allen neben ihrer bedeutenden Härte und Festigkeit die Körnigkeit. Die Korngrösse ist allerdings eine sehr unbedeutende und es kann darum nicht von Quarzsandsteinen oder Grauwacken gesprochen werden, abgesehen davon, dass keinerlei andere als eben nur feine Quarzkörner an der Zusammensetzung Theil haben; jene völlig dichten Quarzite aber, wie sie für das Unterdevon der Sudeten bezeichnend sind, fehlen, sowie solche, welche eine Schichtung, respective Schieferung aufweisen. Auf der anderen Seite unterscheiden sich unsere Quarzite von jenen genannten des Dürrberges bei Würbenthal durch die Mannigfaltigkeit der Färbung; sind diese fast stets rein weiss oder lichtgelblich, selten grau, so treffen wir in der Einsenkung zwischen dem Granit von Krtschmann und dem Kalk neben den grauen vielfache entschieden rothe, dann violett gefärbte und endlich solche, die selbst innerhalb eines kleinen Stückes verschiedene Farbentöne aufweisen. Durch diese beiden Eigenschaften aber nähern sich diese Quarzite ausserordentlich jenen an der Basis des Mitteldevonkalkes nördlich von Brünn. Man vergleiche nur die eingehende Schilderung, die den verschiedenartigen Varietäten dieser unterdevonischen Quarzite, mit welchen er allerdings auch anderweitige Bildungen vereinte, Reichenbach[2]) zu Theil werden liess oder die jüngere Skizzirung derselben durch Makowsky-Rzehak.[3])

Im Dünnschliff tritt der geschilderte Charakter noch deutlicher hervor: Auch da erkennt man, dass ausser Quarz keinerlei anderer Gemengtheil vorhanden ist. Sofort sieht man aber auch, dass jene für die Grauwacken so bezeichnende Umrandung und Verkittung durch die massenhaften Stengel und Läppchen des lichtgrünen Muskovits völlig fehlt. Die Frage nach dem Cement der Quarzkörner ist in unserem Falle aber überhaupt nicht ganz leicht. Denn, wenn wir im Dünnschliffe der rothgefärbten Quarzite um jedes einzelne Quarzkorn, das, wie mir scheint, fast durchwegs minder abgerollt ist als die Quarzkörner der Grauwacken — kommen ja doch sogar eckige Umrisse nicht so selten vor —, ein dünnes Häutchen von lichtgelbrothem Eisenoxyd-

[1]) a. a. O. pag. 576. Siehe auch einen Bericht Lipold's an den Wernerverein. X. Jahresbericht 1860, pag. 16. Auch da wird einfach Phyllit von Krtschmann ohne jede nähere Erklärung angeführt.

[2]) K. Reichenbach, Geologische Mittheilungen aus Mähren. Wien 1834, bes. pag. 64—84.

[3]) a. a. O. pag. 487.

hydrat sich legen sehen, so können wir doch diesem wohl nicht die Rolle eines Cementes zutheilen, zudem es ja auch alle Sprünge der Quarzkörner infiltrirt hat. Bei der Beobachtung im polarisirten Lichte nehmen wir aber die folgende Erscheinung wahr: Zwischen Quarzstücken, die einheitlich polarisiren, erscheinen spärlich solche, die sich zusammengesetzt zeigen aus einem bunt schillernden Mosaik von kleinen Quarzstückchen. Ohne Anwendung des Nicols aber ist zwischen diesen also gekennzeichneten Quarzpartien und der Mehrzahl der Quarzkörner keinerlei Unterschied wahrzunehmen und ich kann wohl nicht mit aller Bestimmtheit hier authigen gebildeten Quarz annehmen, der die übrigen allothigenen Stücke verkitte; sehr wohl könnte man auch an einzelne zerquetschte Quarzstücke denken. Indem aber sonst von einem Cemente nicht das Geringste wahrzunehmen, werden wohl jene Mosaike als solches zu deuten sein. Darüber aber, dass die Hauptmasse der Quarzkörner klastischen Ursprunges ist, kann wohl kein Zweifel bestehen, trotz ihrer, wie erwähnt, wenig abgerollten Formen; der Umstand, dass sich das färbende Pigment um die Bruchstücke herumschmiegt, sowie jener, dass die Flüssigkeitseinschlüsse nicht auf das Centrum beschränkt sind, sondern wie in den klastischen Quarzkörnern der Grauwacken bis an den Rand reichen, ist hierfür wohl Beweis genug. Dass die Quarze Einschlüsse von Zirkon, Apatit enthalten, wie jene klastischen der Grauwacke, und dass sie vielfach gekratzt und geschrammt sind, dann und wann durch eine dünne Schichte klastischen Staubes partienweise grau erscheinen, sei noch verzeichnet.

Wenn ich im weiteren Verlaufe dieser Darstellung der losen grossen Blöcke eines sehr dichten, splitterigen und ungemein harten Quarzites an etlichen Stellen meines Gebietes werde zu gedenken haben, wird auch der petrographische Unterschied von den hier besprochenen unterdevonischen Quarziten deutlich hervortreten.

Nicht ganz ohne Interesse erwies sich, um mit den petrographischen Bemerkungen abzuschliessen, die mikroskopische Untersuchung der mürben, mit den Kalken vergesellschafteten, mit dem Fingernagel ritzbaren, lichtgrauen bis lichtgelblichen Schiefer, die man nach ihrem äusseren Wesen am liebsten als Mergelschiefer bezeichnen möchte und die sich durch ihre so ausserordentlich geringe Festigkeit, das vollkommen matte, erdige Aeussere von den Schiefern des Culm unterscheiden. Ich war darum nicht wenig überrascht, als ich bei der Betrachtung eines Dünnschliffes (von dem Vorkommen in der Richtung auf Grügau) fast ausschliesslich die dicht aneinander gedrängten Millionen der oft geschilderten Rutilnädelchen erblickte. Dieselben liegen in einer farblosen Masse, deren Natur mir nicht ganz klar wurde. Man sieht keine Körner, wie sogar in den Dachschiefern des Culm oder Devon jene von Quarz, und bei der Betrachtung im polarisirten Lichte scheint diese Zwischensubstanz wie eine amorphe Masse sich zu verhalten, aus der heraus aber etliche stecknadelgrosse (nota bene bei sehr grosser Vergrösserung erst sichtbare) Quarze das Licht aufhellen. Blättchen von Glimmer, wie sie in den dichtesten Dachschiefern sich einstellen, fehlen hier so gut wie gänzlich; man sieht eben nur die Massen von Rutilnädelchen, deren Zahl weit über die in den oben (pag. 144) erwähnten Thon-, respective Dachschiefern enthaltenen über-

wiegt, und gegen die auch die erwähnte Zwischenmasse zurücktritt. In den gelblichen Partien des Schiefers ist diese letztere durch Eisenglanzkügelchen und Eisenoxydhydrat gefärbt.

Wir kehren von den Details einer petrographischen Schilderung zu dem Gesammtbilde unserer Insel zurück.

Halten wir zunächst fest, dass der Glimmerschiefer nicht etwa einer Schliere des Granits entspricht, sondern dass er wirklich ein Vertreter der krystallinischen Schieferformation ist. Mit diesem alten Schieferlappen wird aber auch der Granit in innigen Alterszusammenhang zu bringen sein; denn soviel lässt sich ja doch zum mindesten sagen, dass er den Kalk an keiner Stelle etwa durchbrochen habe, dass er jünger als dieser sei. Wohl war mir bei der Kartirung ein kleiner Fels schon im Bereiche des zwischen dem Granit und dem Hauptkalke befindlichen Quarzites aufgefallen, der neben Kalkschiefer einen kugelig abgesonderten, dunklen, etwas grobkörnigeren und in einzelnen Theilen schimmernden Kalk erkennen liess; doch zeigte die mikroskopische Untersuchung, dass lediglich die Korngrösse abweicht von jener der übrigen, meist dichten, licht- bis dunkelgrauen, splitterig brechenden Kalke, welche im Uebrigen ausser stellenweisen spathigen Ausscheidungen, eingestreuten organischen Staubpartikeln, dann und wann Pyriten, keine weiteren Bestandtheile sehen lassen und deren mikroskopisch sichtbar werdenden Calcitkörner stets gleichmässig winzige Dimensionen haben. An eine Contactwirkung war denn auch hier nicht weiter zu denken.

Es fällt aber auch schwer, dem ganzen grossen, zumal im Verhältnisse zu der so ungemein kleinen, kaum kartirbaren Glimmerschieferpartie grossen Granitvorkommen mit Hinblick auf die grossentheils pegmatitische Ausbildung das Wesen eines Ganggranites zuzuschreiben. Ebensowenig liegt irgend ein Grund vor, die kleine Glimmerschieferpartie als Einschluss im Granit zu deuten; vielmehr bietet sie uns nach den heute sichtbaren Aufschlüssen vielmehr das Bild einer schmächtigen, nur wenig mehr erhalten gebliebenen Hülle einer Linse von Granit, dessen zum Theile pegmatitische Ausbildung vielleicht als eine der bei Graniten so häufigen Faciesausbildungen anzusehen ist.

Dann hätten wir den kleinen Lappen krystallinischer Schiefer mit dem weit grösseren Antheile eines granitischen Gesteins und nördlich weiters die unterdevonischen Quarzite, den mitteldevonischen Kalk und den mit diesem innig verknüpften grauen Schiefer; discordant angelagert an diese ältere Insel streichen die regelmässig gebauten Schichten des sudetischen Culmgrundgebirges von derselben weg. Bei Radwanitz aber und Sobischek haben wir die gleichartigen, zum Theile auch Crinoiden führenden Kalke in annähernd der gleichen Streichrichtung wie bei Krtschmann und sonst nur die grauen, dichten und mürben Schiefer, während die hier nicht wenig gestörte Culmformation wiederum in discordanter Stellung zu den beiden Inseln sich befinden mag.

Daraus folgt aber, dass die besprochenen Inseln der beiden Thallinien unter einander eine einheitliche, der Culmformation des zusammenhängenden Grundgebirges gegenüber aber abweichende Tektonik besitzen. Dass der Glimmerschiefer von Krtschmann in seiner Tektonik von der des Kalkes und

grauen Schiefers selbst wieder abweichen würde, wurde nach dem sehr bescheidenen Aufschlusse des ersteren schon (pag. 189) gesagt, indem ein meridionales Streichen wenigstens wahrscheinlich ist.

Mehrmals wurde auch schon angedeutet, dass die petrographische Entwicklung der Inseln sich durchaus nicht jener der analogen Bildungen in den mährisch-schlesischen Sudeten anschliesst. Denn, abgesehen von der Natur des Granites, die ihn von jenen der mährisch-schlesischen Sudeten trennt und mehr jenen der böhmisch-mährischen Masse nähert — man vergleiche auch den Sillimanitgehalt, der dem Granit von Friedeberg z. B. fremd ist —, erinnert sowohl die Ausbildung der feinkörnigen buntfarbigen Quarzite als besonders die mächtige Masse des mitteldevonischen Kalkes ausschliesslich an die Ausbildung des Devons in Central-Mähren, in der Umgebung von Brünn. Wo im Gebiete der mährisch-schlesischen Sudeten haben wir überhaupt eine so mächtige Kalkentwicklung, wie sie uns hier in den beiden Tiefenlinien an so vielen Punkten vor Augen tritt? Die wenigen Kalklager, die im Hangenden der schwarzen Schiefer, Diorit- und schlechthin grünen Schiefer und Quarzite des Unterdevons erscheinen, begleitet sofort von Thonschiefern und vieler, vieler Grauwacke und jene noch viel spärlicheren, mit Diabasen und Schalsteinen im innigsten Verbande stehenden, zum Theile noch selbst Variolen führenden bei Bennisch und an anderen Orten — diese Kalke haben in ihrer Gemeinschaft vielleicht kaum die Bedeutung, die das eine Inselvorkommen Krtschmann besitzt. Wenn an diesem bedeutenden faciellen Unterschiede gleichalteriger Schichten des Devons innerhalb der mährisch-schlesischen Sudeten und in Centralmähren festgehalten wird, einem Unterschiede, der meines Erachtens zu wenig beachtet wird, wiewohl ihn z. B. auch Stur in seiner Culmflora streift[1]), dann kann kein Zweifel bestehen, mit welcher Facies unsere Inseln mehr übereinstimmen.

Aber damit ist für die Erklärung dieser Inselvorkommen in den beiden Tiefenlinien noch wenig gethan und ihre Deutung wird noch schwieriger, wenn wir uns erinnern, dass im weiten Nordosten, in der beiläufigen Fortsetzung der Beczwa-Odertiefenlinie wir der gänzlich gleichen Erscheinung wieder begegnen. Bei Dębnik unweit Krakau erscheinen mitteldevonische Kalke, hier allerdings zugleich mit Kohlenkalk, als vereinzelte Insel. Tietze[2]) hat sie uns jüngst wieder geschildert, nachdem Fallaux, Römer sie zuvor uns kennen gelehrt. Bei schwankender Streichrichtung, ähnlich wie in den hier von mir besprochenen Vorkommnissen, ist das Durchschnittstreichen indess ein anderes, als es hier massgebend ist, nicht ost-westlich, sondern nördlich bis nordöstlich.

Und wieder an einem anderen Punkte der Umrahmung unserer Sudeten, in Preussisch-Schlesien bei Ober-Kunzendorf und Freiburg, erscheinen devonische Kalke vom Alter des unteren Oberdevon, die als

[1]) a. a. O. pag. 91.

[2]) E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Krakau. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1887, XXXVII, pag. 554

Inseln aus dem umgebenden Culm auftauchen. Auch sie, seit alter Zeit bekannt, sind uns in neuer Zeit durch Dames[1]) eingehender geschildert worden. Von Interesse ist mir hierbei besonders, dass über den theils ostwestlich, theils nordwestlich streichenden Kalken Schiefer folgen, die zunächst „nur eine mit Thon gemengte hellblaugraue Abänderung des darunter liegenden Kalkes", dann aber als grünlichgraue, zuweilen bräunliche Schiefer ein jüngeres devonisches Glied darstellen. Abgesehen von dieser auffällig an die geschilderten Verhältnisse in unserem Gebiete erinnernden Ueberlagerung durch graue Schiefer, scheint der rasche Wechsel in den Streichungsrichtungen diesen sämmtlichen Inseln gemeinsam; ein Wechsel, wie er in dieser Weise dem geschlossenen Devon der mährisch-schlesischen Sudeten fremd ist.

Halten wir denn auf der einen Seite fest, dass unsere Inseln nicht dem eigentlichen sudetischen Devon anzugehören scheinen, sondern der mittelmährischen Facies und andererseits, dass besonders tektonische Analogien mit den Devoninseln von Dębnik und Freiburg bestehen, deren erste mit der mährischen Insel Rittberg altersgleich, deren andere etwas jünger ist — so wird vielleicht das Wesen auch unserer Inseln mit der Zeit uns klarer vor Augen geführt werden, als ich es heute vermag, wo ich mich auf die Anführung von Analogien beschränken muss.

Das Miocän.

Die Verbindung der vorgeschobenen Miocänvorkommnisse von Mähr.-Ostrau, Troppau etc. mit dem altersgleichen Tertiär des Wiener Beckens und Südmährens konnte, wenn man sich an die heute massgebende Thalbildung hält, wohl nur durch die Thalfurche der Beczwa zwischen Prerau und Weisskirchen und jene der Oder von Mankendorf abwärts gesucht werden. Lange galten Miocänvorkommen weit südlich von Prerau als die äussersten gegen die schlesischen zu, und die Reihe von Geologen, die in früheren Jahrzehnten ihren Weg längs der Beczwatiefenlinie nahmen, und deren wir beim Studium der Kalkinseln zu gedenken hatten, wissen von Miocänvorkommnissen daselbst nichts zu berichten, welche die weite Lücke zwischen Kremsier und Ostrau ausgefüllt hätten. Erst Wolf konnte als Erster die Nachricht geben von einem erhaltenen Tertiärreste, der diese Verbindung einigermassen herstellt, von einem Tertiärreste, der sich — interessant genug — sehr nahe der die Beczwa- und Oderfurche trennenden Wasserscheide selbst erhalten hat, Wolf entdeckte in einer der Wände des Gevatterloches bei M.-Weisskirchen Petrefacten führendes Miocän.[2]) Aber erst die letztjährigen Aufnahmen ergaben, dass eine fortlaufende Reihe von Miocänvorkommen längs der Beczwa und längs der Oder die gesuchte Verbindung thatsächlich herstellen, und dass vor Allem die sie trennende, hier bis fast 300 Meter herabsteigende europäische Wasserscheide zwischen Bölten-Weisskirchen und Deutsch-Jassnik-Blattendorf durch

[1]) W. Dames, Ueber die in der Umgebung Freiburgs in Niederschlesien auftretenden devonischen Ablagerungen. Zeitschr. der deutschen geolog. Ges. 1868, XX, pag. 469.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1863, XIII, Sitz.-Ber. pag. 20.

eine grössere Zahl von Tertiärresten gekennzeichnet ist. Indem Herr Dr. Uhlig in einem vorläufigen Reiseberichte bereits Mittheilung[1]) machte von den von ihm in der näheren Umgebung von Prerau entdeckten, mehrfachen Miocänvorkommnissen, sei an dieser Stelle von jenen gesprochen, die darüber hinaus gegen die Wasserscheide von Weisskirchen und über diese hinweg in der Richtung gegen das Miocän von Ostrau die bisher bestandene Lücke ausfüllen. Im Gebiete des Blattes M.-Weisskirchen nördlich der Beczwathallinie habe ich zweier Vorkommen miocäner Sandsteine zu gedenken, des einen südlich von Neuhof, nordöstlich von Kokor, und eines zweiten innerhalb des Devonkalkvorkommens von Radwanitz, während ein als miocän gedeuteter Tegel bei Majetein wieder die Verbindung mit dem Miocän des höheren Marchthales herstellt. Indem ich aber zum besseren Verständnisse dieser Bildungen über den Gegenstand dieser Schilderung auf die nordwestliche Ecke des Blattes Neutitschein übergreife, kann ich hier gleichzeitig berichten, dass wir den gleichen Sandsteinen bei Fulnek, resp. Gerlsdorf, resp. Jastersdorf, anderweitigen, Fossilien führenden miocänen Sandsteinen, resp. Conglomeraten bei Blattendorf an der Ostabdachung der oft genannten Wasserscheide und endlich gleichalterigen Tegeln bei Wolfsdorf, Fulnek, Zauchtl begegnen, und dass sich diese letzteren unter der diluvialen Decke an einer Reihe von Punkten durch Brunnengrabungen längs der Oder zwischen Mankendorf und Botenwald nachweisen liessen.

Ich halte es für zweckmässig auseinanderzusetzen, wie ich im Laufe meiner Aufnahmsarbeiten dazu kam, die zuerst zu besprechenden Sandsteine in das Miocän zu stellen. Ich hatte die fossilführenden miocänen Tegel vom Gypsbrünnl bei Troppau und die petrefaktenleeren, Braunkohle führenden Tegel von Schönstein, südwestlich von Troppau, die vorher unbekannt gewesen und wohl am passendsten auch dem Miocän zuzuweisen sind, kennen gelernt, während es mir nicht gelingen wollte, den Miocänstreifen des westlichen Schlesiens, welchen die Römer'sche Karte bei Kreutzendorf gibt und der, Notizen Wolf's zu Folge, wahrscheinlich ein Fossilien führender Sand gewesen, worauf ich in meiner Schilderung Westschlesiens zurückzukommen haben werde, wiederzufinden. So viel hatte ich von den nördlichsten Ausläufern des Wiener Miocäns gesehen, als ich mich in den letzten Tagen der Aufnahmszeit des Jahres 1887 in der Gegend von Fulnek eigenartigen Sandsteinen und Sanden gegenüber sah, deren Verbreitungsgebiet die Römer'sche Karte mit der Culmfarbe belegt hat.

Zuerst entdeckte ich diese Sandsteine an dem Waldwege, der von der durch die gewöhnlichen Grauwacken und Schiefer des Culm durchgeführten Strasse zwischen Stachenwald und Fulnek (am Westgehänge des Hirschberges) westwärts durch den Thiergarten führt. Auf die Gegend dieses Waldweges bezieht sich meine Tagebuchnotiz: „Diese letzteren (die vielfach gestörten Schiefer und Grauwacken des Profils am Westhang des Hirschberges) sind die gewöhnlichen, von dem weiter westlich gelegenen Culm nicht zu unterscheidenden Bildungen. Ich erwähne dies, um sofort einer höchst eigenartigen Bildung zu gedenken, die ich zu-

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, pag. 247.

nächst auffand da, wo man bei der westlich von Stachenwald befindlichen Windmühle gegen Nord zu dem Beginne des Waldes kommt. Hier sieht man zuerst Sand herumliegen, der von einem bröseligen, grusigen Sandstein herrührt, der in horizontalen Bänken gelagert ist und aus Stückchen von weissem Feldspath, Quarz, weissem Glimmer, Thonschieferstückchen und dergleichen besteht. Dass es schliesslich Bestandtheile der Culmgrauwacke sind, ist ja klar, aber man möchte auf den Gedanken kommen, dass es regenerirte Bildungen sind. Denn es ist nicht zu verstehen, warum so unmittelbar nahe daran die echte Culmgrauwacke in stark gestörter Lagerung ansteht, während hier eine ganz zerfallende Bildung in horizontalen Schichten liegt. Ferner befinden sich in dieser grössere Stücke von echtem Culmgestein eingeschlossen, worauf wohl auch ein Gewicht zu legen ist. Nicht weit südwestlich davon sind wir wieder im echten Culmgebiete mit steil West fallenden Schiefern. Derselben Sandsteinbildung begegnen wir wieder an der Thalsperre bei Ende des breiten Thalbodens zwischen Viehwegried und Seitendorferberg, wo an der nördlichen Thalwand dieselben Bildungen in derselben horizontalen Lagerung aufgeschlossen sind."

Nachdem ich diese eigenartigen Sandstein- und Sandbildungen an den zwei genannten, in beiden Fällen nämlich ganz winzigen Localitäten gesehen und wohl die tektonische wie Altersverschiedenheit gegenüber dem Culm erkannt hatte, ohne aber über das Alter selbst mir klar zu sein, stand ich im Beginne der Aufnahmen vom Jahre 1888 in der Gegend nördlich von dem, bereits auf Uhlig's Kartenblatt gelegenen Prerau in der Umgebung des Dorfes Kokor, das ist in einer 35 Kilometer betragenden Entfernung von den zuvor aufgefundenen Punkten im Kuhländchen bei Fulnek, den gleichen Bildungen gegenüber. Da sah ich solche Bildungen sowohl in den nicht mehr meinem Arbeitsgebiete angehörigen Schluchten des Verbindungsweges Prerau-Lapatsch-Kokor und jenes zwischen Lapatsch und Żerawitz, wie auch in der zum geringeren Theile in mein Gebiet vom Oleschnitzathale östlich von Kokor nach Neuhof heraufreichenden Schlucht und endlich, hier in gar geringer Mächtigkeit und Verbreitung, innerhalb des Kalkvorkommens von Radwanitz. In allen diesen, mir von den genannten Punkten meines wie des südlich anstossenden Aufnahmsgebietes bekannt gewordenen Bildungen ist die vollkommen söhlige Ablagerung auf, manchmal unweit entblössten, stärker geneigten Culmschichten, sowie die petrographische Zusammensetzung aus festeren und dann bankartig hervorragenden breiteren Sandsteinschichten zwischen loserem und ganz zu Sand zerfallendem Material die gleiche; die gleiche auch mit den im Vorjahre kennen gelernten Bildungen bei Fulnek. In diesem Gebiete lernte ich bei nachträglichen Begehungen neuerlich petrographisch gleichartige Vorkommen, sowie endlich petrographisch etwas abweichende, doch völlig gleich gelagerte Bildungen von unzweifelhaft miocänem Alter kennen, die denn auch dann das bisher nur vermuthete Alter der erst besprochenen Sandsteine erhellen. Zunächst fand ich die auf räumlich ziemlich bedeutende Erstreckung abgelagerten Sandsteine bei Gerlsdorf unweit Fulnek in dem nördlich, resp. nordwestlich gegen den Jogesried ansteigenden Seitenthale,

wo man wiederum die einzelnen, wie Leisten heraussehenden Partien festeren Gesteines und dazwischen den bereits ganz zu Sand zerfallenen, dickbankigen und mächtigen Sandstein in der stets beobachteten horizontalen Schichtenlage und auch hier wieder an einen Thalboden gebunden sieht. Weiter aber wurde ich aufmerksam gemacht, dass die gleichen Sandsteine noch an anderen als den von mir bereits aufgefundenen Punkten anstehen, und zwar in der Schlucht oberhalb des Meierhofes von Fulnek, dann zwischen Jastersdorf und Klötten, sowie nördlich von Pohorž gegen die zum Niederwald führende Schlucht. Es haben diese letzteren Sandsteinbildungen in ihrer Gesammtheit bisher keine Petrefakten geliefert, während von einer Reihe anderer, nunmehr zu besprechender Bildungen des gleichen Antheiles am mährischen Kuhländchen eine ganz beträchtliche Anzahl von Miocänversteinerungen vorliegt.

Wenn ich die Petrefaktenführung dieser Miocängebilde wie überhaupt das Dasein dieser vielfachen Miocänlappen des Kuhländchens, der Wasserscheide zwischen Blattendorf und Bölten und endlich die erwähnten der Gegend von Kokor und Radwanitz als eine völlig neue Thatsache hinstellte, so ist dies, wie ich gleich hier berichtigen will, nur insoweit richtig, als der gleich zu nennende Fossilien führende Tegel von Wolfsdorf bereits einmal in der Literatur erwähnt ist, freilich nur in einer Zusammenstellung von Einsendungen an das Museum unserer Reichsanstalt aus dem Jahre 1862. Dort heisst es[1]: „Zwei durch ihre Grösse ausgezeichnete Exemplare von *Gryphaea cochlear Poli* wurden aus den Tertiärschichten von Wolfsdorf bei Fulnek in Mähren eingesendet."

Wenngleich ich an dieser Stelle jene Miocänvorkommnisse des Kuhländchens nur vorläufig zur Sprache bringe, darf ich wohl auch schon hier des Mannes gedenken, der die Localitäten mit ihren Versteinerungen entdeckt und mir bekannt gemacht hat, des Herrn St. Weigel in Zauchtl. Die im Folgenden zu nennenden Versteinerungen, deren Bestimmung Collega Dr. v. Tausch freundlich durchführte, gehören durchwegs der Sammlung des genannten Herrn an.

Diese fossilführenden Miocänbildungen des Kuhländchens sind 1. Tegel, 2. Mergel und grobe Sandsteine.

Miocäner Tegel erscheint 1. nördlich von Fulnek, die ziemlich breite Bucht des von Nord kommenden Baches bis zur Hajka-Mühle hinauf ausfüllend. Der bläulich-weisse Tegel tritt hier mit einer stellenweisen Mächtigkeit von 3 Meter zu Tage. *Amphistegina Haueri* stammt nebst vielen anderen Foraminiferen von hier; 2. bei Mährisch-Wolfsdorf am Steinbache an einer relativ kleineren Stelle bei dem Kreuzwege ziemlich gegenüber der Kirche, wo ein Ostraea führender Letten erscheint;[2] 3. im Dorfe Zauchtl an zwei Punkten, und zwar im obersten Theile am rechten Bachufer und eine kleine Strecke thalabwärts am linken Ufer. Hier führt der schlierähnliche Tegel kleine Congerien.

Aber nebst diesen jetzt zu Tage sichtbaren Vorkommnissen ist die Anwesenheit des miocänen Tegels durch Brunnenbohrungen an einer

[1] Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1861—62, Bd. XII, pag. 118.
[2] Von hier stammte wohl auch die 1862 eingesendete *Gryphaea cochlear Poli.*

Reihe von Stellen des Oderlaufes von Mankendorf bis Botenwald sichergestellt. Entziehen sich naturgemäss diese Punkte auch einer Fixirung auf der geologischen Karte, so sind sie doch von grosser Wichtigkeit, indem sie uns die Anwesenheit eines fortlaufenden Miocänstreifens unter der diluvialen Bedeckung des Oderthales, bisher nachweislich auf 15 Kilometer, erkennen lassen.

Schliesslich bemerke ich nur das Eine, dass, wenn über Botenwald hinaus mir von Miocänpartien nichts bekannt wurde, d. i. längs des weiteren Verlaufes des Oderthales auf das nördlich anstossende Blatt Troppau (Gegend von Stauding, Stiebnig, Polanka) bis zu dem bereits bekannten kleinen Flecken bei Schönbrunn oberhalb Mährisch-Ostrau, dass hiermit deren Fehlen daselbst nichts weniger als erwiesen ist. Denn so wie an den erstgenannten Orten nur die fortgesetzte Beobachtung an Ort und Stelle die Miocänversteinerungen zu Tage förderte, so kann ja sehr wohl noch auch auf der weiteren Strecke des Oderthales da und dort Miocän zu Tage treten oder doch durch Bohrungen erwiesen werden.

Begnügen wir uns denn vorläufig mit dem Nachweise, dass das Oderthal innerhalb des schönen Kuhländchens und einzelne der Nebenthäler durch sichergestellte Miocängebiete ausgezeichnet sind, welche uns die so fühlbare räumliche Lücke zwischen dem schlesisch-galizischen und dem Miocän von Mittelmähren ausfüllen helfen und den Satz, den die Geologie von Oberschlesien wohl nur vorahnend und vermuthungsweise, ganz im Gegensatze zur Karte, aussprach[1]), den Satz von der, die Sudeten von den Karpathen scheidenden, mit „jüngeren miocänen Tertiärablagerungen erfüllten Thaleinsenkung zwischen Prerau und Mährisch-Ostrau“ wahr machen.

Schliesslich habe ich noch jener auf der Höhe oder doch der Flanke der Wasserscheide von Bölten-Blattendorf selbst gelegenen Miocänreste zu gedenken, indem uns hier einigermassen petrographisch abweichende Bildungen entgegentreten. Im Gebiete des Kohlriegels, nordöstlich von Blattendorf, sind es Mergel, welche Miocänfossilien führen; braune und schwarze Mergel mit *Corbula gibba*, einer Mitra-, Lucina- und Pleurotomaart, sowie Foraminiferen; darüber liegen lichte Sande mit Foraminiferen, während als Liegendglied ein grauer sandiger Mergel mit Fischresten erscheint. Im Gebiete des Obstwaldes führen wieder Sandsteine die Miocänfauna, in der *Cerithium pictum* und *Cardium plicatum* hervorzuheben sind; die Sandsteine sind zum Theil sehr fest.

Unsicher blieb mir ein bereits auf der westlichen Seite der europäischen Wasserscheide in losen Stücken auf kurze Erstreckung im oberen Latscherbache, nördlich von Lindenau, also tief drinnen im Culmgebiete, in einer Höhe von 500 Meter sichtbares Vorkommen eines festen, rothgesprenkelten, polygenen Sandsteines, der wohl nicht mehr die Festigkeit der sonstigen Culmgrauwacke besitzt, aber diejenige der

[1]) a. a. O, pag. 48. Dieser, wie gesagt, durch keinerlei weitere Erläuterung oder kartographische Einzeichnung gestützte Satz kehrt übrigens an etlichen Stellen wieder. Nach der Einleitung (pag. XIX) füllen tertiäre Thone die Niederung zwischen Prerau und Ostrau aus.

miocänen Sandsteine übertrifft. Nebst Quarzkörnern, schwarzen und grauen Schieferstückchen gewahrt man vielfache Muskovitschuppen, reichlicher, wie mir scheint, als sonst in der Grauwacke, während die sonst so häufigen Feldspathbruchstücke so gut wie ganz fehlen. Das auffälligste war jedenfalls die stellenweise lebhaft ziegelrothe Färbung. Indem aber diese sowohl Quarze färbt, wie an Rissen auch in andere Bestandtheile eindringt, wird ihr wohl nur eine secundäre Bedeutung zuzuerkennen sein. Im Mikroskop sieht man die lichtgrünen Muskovit-Stengel und Schüppchen an, zum Theil auch über die Quarze sich legen, wodurch auch wieder das von den Grauwacken her bekannte Bild uns vor Augen geführt wird. Als solche wird denn auch, wenngleich von abweichendem Habitus — minder fest, grobkörniger als sonst — das Vorkommen zu deuten sein und nicht, wie andererseits vermuthet werden könnte, als Glied miocäner Sandsteine. Indem ich also diesen sehr festen Sandstein nicht als Vertretung des Miocäns an der uns hier beschäftigenden Westseite der europäischen Wasserscheide ansehen kann, bleiben für dieses Gebiet nur mehr:

I. Die mürben Sande mit Zwischenlagen von festerem Sandstein, welche bereits oben (pag. 195) von Kokor-Neuhof und Radwanitz erwähnt wurden. Zu ihrer Charakteristik sei noch nachgetragen, dass sie sich durch einen sehr grossen Gehalt an kohlensaurem Kalk sofort von den zersetzten und zerfallenen Culmgrauwacken unterscheiden.

II. Tegel. Diesen fand ich nur an einer einzigen Stelle bei Majetein im Marchthale. In Ziegelgruben schlecht und recht aufgeschlossen, schien mir der graue Tegel zunächst eine durch grosse Feuchtigkeit ausgezeichnete Lösspartie; erst als mir die Ueberlagerung durch diluvialen Schotter ersichtlich wurde, glaubte ich einen miocänen Tegel annehmen zu sollen, wenngleich mir keinerlei Fossilfund einen diesbezüglichen Anhaltspunkt gab. Es stellt dieses Tegelvorkommen eine Verbindung her mit den von Wolf[1]) und Stur[2]) bekannt gemachten Tegelvorkommen bei Olmütz und den weiter südlich in der breiten Marchniederung folgenden Vorkommen.

III. Als weiteres Glied der miocänen Schichtenreihe habe ich noch Schotter in Verbindung mit Sanden anzuführen. Ich kenne dieselben fast lediglich aus dem Hügelgebiete südwestlich vom Steilabfall des Odergebirges, und zwar von folgenden Punkten: Südwestlich von Gr.-Aujezd gegen den Bielawald (368 Meter), bei Daskabat und gegen die Windmühle Na pastviskach (321 Meter), östlich von Watzanowitz gegen Mezi cesti, nordöstlich von Hoskowitz, am Nordostfusse des Předny Kopec gegen Neleschowitz, wobei ich von einigen, räumlich ganz untergeordneten, z. Th. hinsichtlich ihrer Stellung unsicheren Vorkommen absehe. Ein solches ist das der Unteren Baude im Giebauer Plateau.

Lange glaubte ich für diese, stets durch die Beimengung krystallinischer Gesteine, mithin solcher aus weiterer Ent-

[1]) a. a. O. (Jahrb. 1863, XIII), pag. 579.

[2]) D. Stur, Ueber die Verhältnisse der wasserführenden Schichten im Ostgehänge des Tafelberges bei Olmütz. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1869, XIX, pag. 613—624.

fernung bezeichneten Schotter keine andere Deutung vornehmen zu können, als jene diluvialer Bildungen.[1]) Es mag sein, dass die nähere Bekanntschaft mit den Schottern und Sanden des nordischen Diluviums in Schlesien, wo die reiche Beimengung verschiedenartigster Gesteinstypen diesen Sanden ein so ungemein buntes und mannigfaltiges Bild verleiht, bei dieser anfänglichen Deutung massgebend war und übersehen liess, dass die sicheren diluvialen Schotter des Gebietes südlich der Grenzlinie des nordischen Diluviums fast nur Gerölle von Gesteinen der nächsten Nachbarschaft, d. i. entweder der Grauwacke oder des Karpathensandsteins, erkennen lassen. Dieser Umstand, der auch bei der Kartirung ähnlicher Schotterablagerungen in den angrenzenden Gebieten massgebend war[2]), wo dieselben überdies an manchen Stellen auch Fossilien führten, veranlasste mich dann schliesslich, im Zusammenhalte mit der zum Theile bedeutenden Meereshöhe jener Schotter dieselben dem Miocän zuzuweisen. Indem ich im Schotter von Hoskowitz und in jenem von Na pastviskach südwestlich von Daskabat auch ein Geschiebe fand, das übereinstimmte mit einer Reihe loser, über eben dieses Hügelgebiet verstreuter Blöcke von Quarzit, ward ich veranlasst, auch diese isolirten Blöcke für Ueberbleibsel miocäner Schotter anzusehen. Ueber diese vielfach interessanten Blöcke zunächst ein paar Worte.

Die lose gefundenen Blöcke und Geschiebe von Quarzit und Quarzsandstein stimmen in ihrer ausserordentlichen Härte, dem splitterigen Bruche und der wie geglätteten Form der äusseren Oberfläche überein. Nach ihrer petrographischen Zusammensetzung bestehen sie weit vorwiegend aus meist ausserordentlich kleinen Quarzkörnern, neben denen in manchen Fällen amorphe Kieselsäure als Neubildung sich findet; organische, kohlige Substanz, die sich dann oft cementartig um die einzelnen Quarzkörner legt, weist das Mikroskop nach, neben etlichen untergeordneten Bestandtheilen, wie sie als Abkömmlinge krystallinischer Gesteine den Quarzkörnern beigemengt sind, und die in etlichen der Blöcke, zumal in den weniger dichten Quarzsandsteinen, sich häufen, andererseits in den besonders dichten Quarziten ganz fehlen. Die Kleinheit der Quarzkörner sinkt oft so weit herab, dass das freie Auge nur mehr eine gleichmässig dichte, splitterige Masse sieht; an einem und demselben Stücke wechseln oft Partien von derartig dichter Textur mit solchen, in denen die einzelnen durch Quarzmasse zusammengehaltenen Quarzkörner grössere Dimensionen

[1]) In meinem Reiseberichte (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, pag. 246) habe ich diese Deutung ausgesprochen.

[2]) Abgesehen von diesbezüglichen Vorkommnissen auf den derzeit in der Neuaufnahme befindlichen Nachbarblättern habe ich auch weit ältere Angaben über derartige Miocänschotter mit reichlichen krystallinischen Gesteinsgeröllen im Sinne. So berichtete Heinrich (III. Jahresbericht des Wernervereins zur geol. Durchforschung Mährens und Oesterr.-Schlesiens. 1853, pag. 27) über miocäne Schotter vom Hradiskoberge bei Gutwasser mit reichlichen Geschieben krystallinischer Gesteine, v. Hingenau (a. a. O. pag. 26) über vielfache Hügel zwischen Gaja und Butschowitz, gebildet aus Schottern mit fremden Gesteinstrümmern und Stur erwähnte von Klobouk analoge Schotter (Dieses Jahrbuch. 1858, pag. 62). Wenn Makowsky-Rzehak aus den diluvialen Sanden der Umgebung von Brünn (a. a. O. pag. 146) zumeist Geschiebe krystallinischer Gesteine anführen, so ist ja daran zu erinnern, dass eben diese dort die Gesteine der Nachbarschaft darstellen, wie für unser Gebiet die Grauwacke.

(bis Erbsengrösse) annehmen. Die Farbe ist meist lichtgrau, in den Quarzsandsteinen färbt öfters Eisenoxydhydrat die Masse in's Lichtröthliche.

Am meisten fesselt das mikroskopische Bild, wie es uns ein bei Steinmeritz gefundener, stark in's Dunkle spielender, an der äusseren, wiederum geglätteten Oberfläche sogar schwarzer, sehr dichter und ganz hornsteinartiger Block geliefert hat. Es erscheinen nämlich darin eine ganze Menge sphärolithartiger Bildungen. Um einen winzigen Quarzbrocken jedenfalls klastischen Ursprungs hat sich Quarz als nachträgliche Bildung wieder ankrystallisirt; dass es nur in wenigen Fällen amorphe Kieselsäure ist, welche innerhalb dieser kugeligen Concretionen die eigenartig strahlige oder doch wenigstens stets verworren faserige Textur hervorruft, zeigen die optischen Verhältnisse; die Aufhellung im polarisirten Licht ist wohl nur eine schwache, aber doch viel grösser, als sie Druck in amorpher Kieselsäure zu erzeugen vermag. Dagegen wird sich diese in der zwischen den einzelnen Kügelchen liegenden, ganz schmutziggrauen Ausfüllungsmasse finden. Neben diesen in grösserer Menge vorhandenen kugeligen Concretionen erscheinen dann wieder in regelloser Anordnung Anhäufungen kleinster Quarzkörner ohne die Umrandung der sphärolithischen Quarzmasse. An der äusseren Oberfläche sieht das freie Auge nichts von den geschilderten Sphärolithen.

Die erwähnte, unter dem Mikroskop wahrnehmbare gitterartige Textur, die darin besteht, dass eine schwarze Randzone von kohliger Substanz um die einzelnen Quarzkörner sich legt, ist bei dem typischen Vorkommen des splitterigen Quarzites bei Skoky, sowie in einem nicht so dichten, dunklen Quarzsandsteingerölle im Sande von Hoskowitz zu sehen. Ein anderes, eben diesem Sande entnommenes Geschiebe stellt wieder einen gleich jenem von Skoky dichten oder vielleicht noch dichteren Quarzit dar, dessen Härte nur eine geringere ist. Hier sieht man die erwähnte Umrandung nicht, vielmehr sieht man die winzigen Quarzkörnchen und die auch hier nicht fehlende organische Substanz ganz wirr durcheinander gewürfelt; einen Stein gewordenen Staub von heute könnte man sich kaum anders vorstellen. Fragliche Granatsplitter seien darin noch erwähnt.

Einer der sehr feinkörnigen und ziemlich festen Quarzsandsteine aus dem Bielawalde bei Gr.-Aujezd, in dem auch das schwarze Gitter sichtbar wird, erscheint durch reichlich beigemengte schwarzgrüne Punkte, die sich unter dem Mikroskop als Lappen von Chlorit erweisen, wie getupft.

Hier, sowie in einem zweiten von ebenda erscheinen auch in grösserer Zahl beigemengte Nebenbestandtheile; es sind Säulenbruchstücke und Körner von sehr lebhafter Lichtbrechung — wohl Epidot neben Salit und Augit. Das ziemlich gleiche Bild wie die eben erwähnten Quarzsandsteine vom Bielawalde erhält man u. A. auch von einem Vorkommen von Watzanowitz, so dass neben den dichten, splitterharten Quarziten von Skoky, Steinmeritz die minder dichten, minder harten Quarzsandsteine vom Bielawalde, von Watzanowitz, von Hoskowitz als durch reichlicher beigemengte Nebengemengtheile bezeichnet erscheinen. Ihre Verbindung wird hergestellt durch die im Sand von Hoskowitz mit enthaltenen dichten Quarzite

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

und wohl auch durch die öfter wiederkehrende gitterförmige Anordnung. Dass die Quarzstücke in allen Fällen gekratzt und zersprungen sind, braucht keiner Erwähnung.

Ich schliesse gleich an, was über die Petrographie der übrigen Geschiebe zu sagen wäre. Die Kieselschiefergerölle unweit der Sirkova studenka zeigen durch Kohle, die ziemlich gleichmässig an gewissen Stellen eingelagert ist, gefärbte Quarzmasse. Die rothweiss gefleckte Quarzbreccie von Trschitz erweist sich in ihren rothen Partien lediglich durch massenhaft eingelagerte Partien von Eisenoxydhydrat gefärbt.

Anderweitige Gesteinsfragmente fand ich nur noch im Sande von Hoskowitz und in der schmächtigen Schotterschichte am Nordfusse des Předny kopec bei Kokor. Das erstere gehört einem sehr feinkörnigen, feldspatharmen Muskovitgranit an, das letztere, wie klein es auch war, einem deutlich kenntlichen, auch recht fein- und gleichkörnigen Biotitgranit; unter dem Mikroskop beobachtet man neben Quarz (hin und wieder gestreift) Orthoklas (zum Theile von Schnüren eines anderen Feldspathes, wohl eines Plagioklas durchzogen), Plagioklas, Biotit und selten auch Muskovit und ganz selten Zirkon. In keinem Falle ist eine Aehnlichkeit etwa mit dem Pegmatit von Krtschmann vorhanden; die ganz zerkratzten Quarze weisen auf weite Wanderschaft. Ebenso wenig ist aber eine Aehnlichkeit mit erratischen, nordischen Vorkommen zu erblicken, was vollkommen auch von den zuvor geschilderten Quarziten gilt.

Indem in dem Sande von Hoskowitz und Na pastviskach ein Stück von jenem Quarzit gefunden wurde, der die losen einzelnen Blöcke bildet, ist es gestattet anzunehmen, dass diese letzteren selbst gleichfalls in einem derartigen miocänen Schotter sich befunden haben und dessen letzte, der Zerstörung entgangenen Ueberreste darstellen. Damit ist aber auch wieder nur eine secundäre Lagerstätte angegeben; woher sie aber in erster Linie herzuleiten, ist mir völlig unklar. Ihre ausserordentliche Härte, der ungemein dichte und splitterige Charakter, die ziemlich gleichbleibende Graufärbung, sowie etliche petrographische Details, zumal hinsichtlich des Cements, unterscheiden sie von den unterdevonischen Quarziten, die übrigens nur in der nicht sudetischen Facies halbwegs zum Vergleich herangezogen werden könnten.

Ich bin übrigens überzeugt, dass die beabsichtigten Detailaufnahmen Mittelmährens derartige lose Quarzitblöcke noch an einer Reihe von Punkten werden auffinden lassen; ich selbst erinnere mich, einen derartigen ungemein festen, mit der gleichen oberflächlichen Glättung versehenen Quarzit von Kobeřitz bei Prödlitz zwischen Prossnitz und Wischau gesehen zu haben.

Und es sind wohl sehr ähnliche Quarzite[1]) und Hornsteine, die unter genau den gleichen Verhältnissen an vielen Punkten in den Ebenen Mittel- und Ostgaliziens angetroffen werden. Nachdem Wolf[2]) die ersten Nachrichten über einzelne derselben gegeben und dieselben trotz des Mangels jeglicher sicherer Erratica in der nächsten

[1]) Nur vielleicht fein- und gleichkörniger als jene Mährens.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1859, X, Verhandl. pag. 126 und 1860, XI, Verhandl. pag. 29.

ARCHIWUM GEOLOGICZNE

Umgebung als Bestandtheile des erratischen Diluviums angesprochen, erklärte Tietze[1]) für die weitere Umgebung von Lemberg mit Sicherheit die Zugehörigkeit der Quarzitblöcke zu miocänen Sandvorkommen und Uhlig, der so wie Hilber diese Quarzitblöcke anfänglich für erratisch angesehen, schloss sich, indem er eine lange Reihe derartiger Vorkommen aus der Gegend westlich von Brody bis Kamionka beschrieb[2]), dieser Anschauung an und betrachtete die Blöcke als letzte Denudationsreste der ehemaligen Tertiärdecke. Von den hier beschriebenen unterscheiden sich jene Galiziens, wie es scheint, nur durch die Grösse, indem mir solche, die mehrere Cubikmeter Inhalt besitzen, nicht bekannt wurden und durch die grössere Massenhaftigkeit der galizischen Vorkommen. Aber die anderen Eigenschaften sind hier und dort dieselben: die ausserordentlich glatte Oberfläche bei bedeutender Schärfe der Kanten, ihre bedeutende Festigkeit und der fremdartige petrographische Charakter, sowie nicht minder die Höhenlage derselben, indem sie weit höher als das Diluvium ansteigen. Tietze und Uhlig betrachten die Blöcke aber nicht etwa als Schotterbestandtheile eines Schotters, sondern als concretionär im tertiären Sande selbst gebildete, also völlig ursprüngliche Bildungen.

Indem ich im Sande von Hoskowitz über den genetischen Zusammenhang der darin gefundenen Quarzitstücke mit dem Sande selbst keine Beobachtung anstellen konnte, möchte ich für die hier beschriebenen Vorkommen die Frage, ob etwa auch diese eigentlich nur Concretionen im Sande darstellen oder ob sie selbst wieder Bruchstücke älterer Bildungen seien, unentschieden lassen. Immerhin dürften die galizischen und mährischen Vorkommen ident sein.

Die gleiche Deutung, welche Wolf den losen Quarzitblöcken der galizischen Ebene zu Theil werden liess, sehen wir ihn aber auch den ähnlichen Quarziten, die uns hier beschäftigen, zuwenden, ohne dass er aber irgendwo die Gemeinsamkeit der mährischen und galizischen Vorkommen feststellte oder sie nur in Parallele brächte. Wolf bezeichnet die fraglichen Quarzite als Glieder des erratischen Diluviums. In wenigen Zeilen der Sitzungsberichte unserer Anstalt vom Jahre 1862[3]) erwähnt Wolf, dass grobe Quarzitblöcke, die dem erratischen Diluvium angehören, ausser in der Umgebung von Ruditz, Olomuczan und Babitz (nördlich von Brünn) auch noch an vielen Punkten in Mähren, darunter nordwestlich von Leipnik bei Steinmeritz und um Wolframitzkirchen bei Znaim sich finden. Das erstere dieser beiden Vorkommen gehört aber in die Reihe der hier geschilderten Quarzitblockvorkommen. Abgesehen aber davon, dass unter den sicher errratischen Vorkommen in Schlesien mir Quarzite von der Art wie bei Steinmeritz etc. niemals vorgekommen sind, spricht der Umstand, dass andere sicher erkennbare Erratica in der Nähe jener Quarzitblöcke völlig fehlen, ausserordentlich gegen eine nordische Natur der-

[1]) E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1882, XXXII, pag. 7—151, bes. pag. 44.

[2]) V. Uhlig, Ueber die geologische Beschaffenheit eines Theiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1884, XXXIV, pag. 175 bis 232. bes. pag. 198.

[3]) a. a. O. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1861—1862, XII, pag. 52.

selben. Die losen Quarzite von Ruditz etc. aber, welche hier mit den, aus den dortigen Juralagern stammenden kieseligen Concretionen und Hornsteingeröllen sich finden, deuten auch Makowsky-Rzehak nicht als erratisch, sondern als Reste cretacischer Bildungen.

Es wurde schon oben (pag. 131 u. 183) hervorgehoben, dass lose Gesteinsstücke im Gebiete dieser äussersten Sudetenausläufer auch unter anderen Verhältnissen sich finden. Das eine Mal sahen wir Quarzitblöcke an der Grenze zwischen Granit und Kalk bei Krtschmann, wo sie mit Hinblick auf diese Lagerung und die nicht abgerollte Oberfläche als Anzeichen des oberflächlich nicht mehr anstehenden unterdevonischen Quarzits aufgefasst werden mussten. Dann aber sahen wir abgerollte Blöcke verschiedener Gesteine bei Prusinowitz und an anderen Orten, wo die Herkunft derselben aus einem, theilweise sogar noch erhaltenen groben Conglomerat der Culmformation ersichtlich wurde. Die nun besprochenen Quarzitblöcke stellen somit eine dritte, genetisch verschiedene Gruppe dar. Die Verbindung eines derartigen Stückes mit miocänem Sande und ihre Verschiedenheit von den unterdevonischen Quarziten und den Gesteinen der Culmconglomerate war hierbei massgebend. Aber in zwei Fällen wurde mir die Deutung derartiger Gerölle schwierig. Auf der Hochfläche südöstlich von Bartelsdorf (in der Höhe von etwa 550 Meter) und auf der 554 Meter hohen Hochfläche östlich von Sponau liegen vielfache kleine Gerölle von gleichfalls heimatfremden Gesteinen, Granit, Kieselschiefer u. a. Die sehr bedeutende Höhenlage veranlasste mich, für beide Vorkommen, wie schon oben (pag. 131) gesagt werden konnte, nicht miocäne Schotter, sondern ein an Ort und Stelle zerfallenes Culmconglomerat anzunehmen, wenngleich ich dieses selbst mit Sicherheit nicht mehr sehen konnte.

Es wird nicht ohne Interesse sein, einen Blick auf die Höhenlage der geschilderten Miocänvorkommnisse zu werfen. Die Schotter des Hügelgebietes erreichen mit 370 Meter (Bielawald) ihren höchsten Punkt, die vereinzelten Quarzitblöcke sind mir über etwa 380 Meter (nördlich Steinmeritz) nicht bekannt geworden, die mürben Sandsteine dieses Antheiles sind an Thalböden, darum an geringere Höhen gebunden. Sie liegen südlich von Neuhof bei 230 Meter, im Kalkbruch von Radwanitz, d. i. wohl in einer Spalte des Kalkes, bei 280 Meter; die mürben Sandsteine des Kuhländchens schwanken zwischen 300 und 340 (in der Gegend von Fulnek). Die Mergel und groben Sandsteine an der Ostflanke der europäischen Wasserscheide gehen gleichfalls bis 330 Meter. Der Tegel von Majetein liegt endlich in 208 Meter Seehöhe, die Tegel von Fulnek, Zauchtl etc. des Kuhländchens befinden sich in einer Höhe von 270—300 Meter. Sie bieten uns demgemäss die in den tiefsten Thalböden abgesetzten Sedimente des Miocänmeeres dar, die weichen, mürben Sande und Sandsteine der Thalböden reichen schon höher hinauf und die höchst gelegenen groben Sandsteine, resp. Schottervorkommen sind bereits an den seichtesten Stellen, also da, wo die heutigen Thalgehänge schon hoch über das Niveau der Thalböden sich erheben, zum Absatz gelangt; sie liegen nicht mehr in der Thalsohle, sondern über die Hänge hin verstreut, insoweit diese eben unter dem Wasserspiegel des Miocänmeeres lagen. Es ist somit das Verhältniss zwischen der petrographischen Ausbildung der Miocänsedimente und

deren heutiger Höhenlage ganz deutlich. Leithakalke fehlen, wie wir sehen, dem nordöstlichen Busen völlig. Dagegen verlautete von dem Funde kleiner Braunkohlenschmitzen in der Gegend von Krtschmann im Marchthale, doch bin ich ausser Stande, die Richtigkeit der mir gewordenen Nachricht irgendwie zu verbürgen. Unmöglich wäre sie für keinen Fall, zumal südlich von Leipnik nach mündlicher Mittheilung des Herrn v. Tausch an der südlichen Umrandung des Beczwathales gleichfalls miocäne Braunkohle kurze Zeit abgebaut wurde. Ueber eine angebliche „Kohle" von Bölten wird pag. 207 berichtet.

Daraus aber geht wohl hervor, dass der Untergrund des Miocänmeeres im grossen Ganzen bereits die Physiognomie hatte, die heute uns die Landschaft bietet. Jene Thalläufe des Kuhländchens, längs welcher wir Miocänvorkommen sahen, haben somit schon zur Miocänzeit bestanden, in denen als in Fjorde das Meer hineinreichte; vor Allem aber war das breite Thal der heutigen Beczwa und der Oder als der eigentliche, Süden und Norden einende Canal entwickelt. Wenn in anderen Thälern keine Spur von Miocän vorhanden, so folgt daraus noch keineswegs, dass sie zu jener Zeit noch nicht bestanden; die Erosion zur Zeit des Diluviums, die jedenfalls bedeutender war als nachher, hat nur einzelne Reste übrig gelassen; hier, so glaube ich, kann mit weit mehr Recht der Denudation ein Spielraum eingeräumt werden, als etwa zur Erklärung der vereinzelten Lösspartien eine nachlössische Denudation eingeräumt werden darf, wie noch erwähnt werden wird. So dürfen wir denn jedenfalls die Thalbildung von heute und jene zur Miocänzeit in unserem Gebiete für ident ansehen, die Thäler der südöstlichen Sudetenausläufer sind alte Thäler, das heutige Bodenrelief fand das Miocänmeer schon vor.

Dann stellt sich aber das Längsthal der Oder im Kuhländchen und jenes der Beczwa von M.-Weisskirchen nach Prerau in gleicher Weise als vormiocäne Thalbildung dar. In beiden haben wir ja erhaltene Miocänbildungen nachweisen können. Dann aber kann die Hauptverbindung des schlesischen und des südmährischen Miocänmeeres auch nur durch dieses breite Felsenthor stattgehabt haben, dessen begrenzende Grauwackenpfeiler, indem sie nordwärts bis 600 Meter, südlich bis 476 Meter ansteigen, jedenfalls zum grössten Theile über das Miocänmeer emporragten.[1])

[1]) Schon einleitend (pag. 104) wurde gesagt, dass Herr v. Tausch die Beczwaniederung nicht als Grenzlinie von Sudeten und Karpathen anerkenne, indem im Thale der Beczwa Miocänbildungen fast nicht erscheinen, während sie südlich des Malinikwaldes vorhanden, wohin die Grenze zu verlegen sei; lediglich diese sollen den Zusammenhang herstellen mit dem nördlichen Miocän und es sei möglich, dass die heute so markante Beczwafurche zur Miocänzeit überhaupt nicht bestanden habe. Dass die Frage, ob dieses Thal im Miocän schon dagewesen, für die Abtrennung des heutigen Sudetengebirges von jenem der Karpathen gleichgiltig, habe ich oben schon auseinandergesetzt. Dass aber das breite Beczwathal zur Miocänzeit doch auch schon bestand, erhärtet Herr v. Tausch soeben selbst durch den Nachweis eines Miocänvorkommens im Beczwathale bei Leipnik. Die Miocänvorkommen südlich des Malinikwaldes, auf die sich Herr v. Tausch erstlich so sehr stützte, bedeuten eben nur das in das niedrigere Hügelgebiet vordringende Miocänmeer, wie es in jenes von Trschitz etc. vordrang. Will man aber die Verbindung bezeichnen vom süd- und mittelmährischen mit dem schlesischen Miocänmeer, wird man wohl nur den breiten und tiefen Hauptcanal der Beczwa-Oderfurche und nicht eine im angrenzenden Hügellande verstreute Dependenz desselben nennen.

Nehmen wir aber für das hier besprochene Gebiet 380 Meter als die mittlere Höhe des Miocänmeeres an, so zeigt ein Blick auf die Karte, dass das ganze Hügelgebiet von Kokor-Trschitz unter dem Meeresspiegel lag und dass das Meer an dem heutigen Steilabfall des Odergebirges brandete. Mit 370—380 Meter sehen wir aber heute jene eigenthümliche Tiefenlinie von Daskabat-Aujezd am Südostrande des Odergebirges ihre heute höchste Erhebung erreichen. Sollte uns in dieser auffälligen, meist gut ausgebildeten, breiten Fläche eine alte Strandmarke erhalten sein?[1]) Die auffällige Höhen-Erniedrigung südwestlich jener Tiefenlinie gegenüber den so nahen Höhen des Odergebirges aber, die von dem gleichmässigen Niedrigerwerden eines Gebirges wesentlich verschieden ist, wäre dann durch das Walten der Abrasion zur Miocänzeit gleichfalls zur Genüge klargelegt; keineswegs also einem Canale, der das Miocänmeer der Beczwa- und Marchniederung vereinte, wie vielleicht an manchen Stellen dieser Depression vermuthet werden könnte, entspricht jene Tiefenlinie von Daskabat, sondern, wie ja die vielen Schottervorkommen im südwestlichen Hügellande beweisen, es stand dieses in seiner Gänze unter dem Spiegel des Miocänmeeres. Jene Linie markirt uns nur die Ufernähe.

Der eigentliche Verbindungscanal, die, wie wir sahen, im Streichen der Culmschichten gelegene und im südwestlichen Theile, wo heute die Beczwa fliesst, einem Längsbruche wohl entsprechende Tiefenlinie, der anticipirte Beczwa-Odercanal, erfordert noch ein paar Worte. Es drängt sich die Frage auf, ob irgend verlässliche Anhaltspunkte vorhanden, die über das Wie und Wann der Vernichtung dieses zur Miocänzeit noch zusammenhängend gewesenen Depressionsgebietes aufklären könnten. Wir müssen aber auch fragen: Mag etwa schon das Miocänmeer bei seinem Vordringen durch die „porta moravica" an der Stelle des niedrigen, heute die Wässer Europas scheidenden Buckels von Bölten-Blattendorf eine analoge Bodenschwelle vorgefunden haben, die es mit seinen höheren Fluthen überwand, während nach seinem Rückzuge die späteren, niedrigeren Fluthen diesseits und jenseits der Bodenschwelle nicht mehr sich vereinen konnten, sondern von dieser ab in entgegengesetzter Richtung ihren Weg suchten und suchen? Mit anderen Worten: Ist es wahrscheinlich, dass unter der miocänen, respective diluvialen Decke der Bölten-Blattendorfer Schwelle ältere Bildungen vorhanden sind?

---

[1]) Sollte die ausgesprochene Vermuthung ihre Richtigkeit haben, so muss ich gestehen, mich mit fremden Federn geschmückt zu haben. College Uhlig nämlich war es, der unter dem Eindrucke des Bildes, das er von der gedachten Linie bei seinen Begehungen auf den karpathischen Bergen südlich von Prerau, also gegenüber dem Hügellande von Kokor-Trschitz, jenseits der trennenden Beczwaniederung erhielt, mich über die Möglichkeit einer solchen Deutung befragte. Indem ich die vielfachen Schotter jenes Hügelgebietes, wie erwähnt, anfänglich als diluvial ansah und darum von Miocänbildungen daselbst mir fast nichts bekannt war, glaubte ich dem Miocänmeer mit Sicherheit keine derartig weite Erstreckung bis an jene auffällige Tiefenlinie zuschreiben zu können. Indem aber nun jene vielen Schotter mit Hinblick auf ähnliche Vorkommen in den Nachbarblättern als miocän zu deuten sind, wie mit Rücksicht auf ihre Höhenlage, stimmt das Ende ihres Verbreitungsbezirkes und die Höhe, bis zu der ich Miocänbildungen kennen lernte, mit dem Verlaufe jener Tiefenlinie genau überein.

Wenn wir dies- und jenseits der Beczwa Culm antreffen, Culm, der gleichsinnig geneigt einst zusammengehangen, so muss wohl der Untergrund des Beczwathales unter den Diluvialmassen die gleiche Formation aufweisen; sei es, dass nur vormiocäne Erosion die Grauwacke zerstörte, sei es, dass an einem Längsbruche ein Theil der gegen die Karpathen äussersten Culmpartie zur Tiefe gesunken ist. Dass die letztere Eventualität die wahrscheinlichere, zeigt wohl ein Blick auf die eben im Bereiche dieser Tiefenlinie zum Vorschein kommenden mitteldevonischen Kalke. Auf diese mitteldevonischen Kalke, die wir wohl als die letzten Ueberbleibsel einer von Prossnitz bis Weisskirchen reichenden alten Masse anzusehen haben, hat sich bei Mährisch-Weisskirchen — wohl auch discordant? — der spätere Culm in Form einer aus dem Diluvium des Beczwathales aufragenden Insel gelegt; bei Sobischek und Radwanitz finden wir ihn aber nicht; folgt daraus nicht, dass er von hier durch Brüche entfernt ist, die eben das tiefste Glied sichtbar werden liessen, während dort eventuell nur ein Theil der über das Mitteldevon gelagerten Culmschichten abgesunken ist? Und wenn nach Mittheilungen meines Collegen v. Tausch bei Kunzendorf südlich der, unmittelbar von der europäischen Wasserscheide herabkommenden Luha knapp bei Pohl noch eine vereinzelte Culmpartie auftaucht[1]), so deutet dies wohl eine längs der Tiefenlinie vor sich gegangene Zerstückelung an und wir werden sie darum wohl als Längsbruch betrachten dürfen. Dann aber ist es wohl sehr leicht möglich, dass eine ähnliche, nicht so tief abgesunkene Culmpartie unter dem Miocän und Diluvium der heutigen Wasserscheide liegt[2]) und diese mithin als alte Bodenschwelle gelten kann. Damit aber wird es vielleicht auch einerseits erklärlich, warum wir gerade an der Flanke dieser Bodenschwelle die groben Sandsteine von Blattendorf besitzen; die hier besonders seichte Stelle des Miocänmeeres konnte Tegel und mürbe Sande nicht absetzen; es wird aber auch andererseits erklärlich, warum gerade hier die Miocänablagerungen am relativ reichhaltigsten sich erhalten haben. An der Wasserscheide selbst ist die Erosion ja am wenigsten wirksam. Unklar bleibt nur, warum aber diese Erosion an der westlichen Flanke so grausam gewüthet hat und uns herab bis zum Gevatterloch kein Miocän erhalten hat.

Es scheint mir diese Deutung, dass die heutige Wasserscheide nur vorübergehend während des Miocäns überschritten wurde, plausibler

---

[1]) Desgleichen erscheint an derselben Flanke der Wasserscheide, bei Halbendorf an der Luha (Blatt Neutitschein), im weiten Diluvial- und Miocängebiet noch eine isolirte Culmpartie (vergl. oben pag. 153). In der Marchniederung erscheint, so viel mir bekannt ist, nur eine kleine Culminsel (westlich von Swiesedlitz), wo es sich aber wohl nur um das Zutagetreten des sonst bereits lehmverdeckten Grundgebirges an einem Bacheinschnitt handelt.

[2]) Wenn vor längerer Zeit (1803) bei Bölten auf der Höhe der Wasserscheide auf Kohle geschürft wurde (vergl. Mitth. d. mähr.-schles. Gesellsch. f. Ackerbau etc. 1851, pag. 31) und 1853 Ingenieur E. Bühler (in denselben Mittheilungen, pag. 107) daraufhin das Vorhandensein der Ostrauer Kohle im Gebiete der Wasserscheide und darüber hinaus bis Prerau erweisen wollte, so machte schon damals A. Heinrich auf die völlige Unstichhältigkeit eines solchen Versuches in einem Nachworte zu jenem Aufsatze (pag. 108) aufmerksam. Er erklärte aber auch — und deswegen wird die Frage der Kohle von Bölten hier erwähnt —, dass der Ausbiss jenes sogenannten Steinkohlenflötzes wahrscheinlich der Grus von schwarzem Schiefer gewesen sei. Es würde dies auf einem Culmuntergrund des wasserscheidenden Rückens von Bölten deuten.

als jene, wonach diese Bodenschwelle erst nach Ablauf der Miocänfluthen entstanden. Da müsste man an eine Aufdämmung denken, etwa in der Art, dass die Sedimente der aus dem Querthal ausströmenden Oder und jene der aus ihrem Querthal hervorbrechenden Beczwa diesen früher ununterbrochenen Canal in zwei Theile zerlegten. Dann müsste aber wohl gerade eine Unmasse von diluvialem Schotter diese Hügelreihe zusammensetzen und das Miocän vielleicht ganz überdecken. Beides trifft nicht zu. Und eine andere Möglichkeit, die Aufschüttung jenes Buckels in nachmiocäner Zeit zu erklären, ist mir nicht recht ersichtlich. So bleibt es mir denn wahrscheinlicher, dass derselbe, möglicherweise gebildet durch eine längs der Bruchlinie erhalten gebliebene Culmpartie, und mithin die europäische Wasserscheide in der heutigen Weise schon vor dem Miocän bestand, dass aber das steigende Miocänmeer die Schwelle überwand und so die Wasserscheide gänzlich verrückte. Während des Diluviums aber hat sich dieselbe wieder zu ihrer heutigen Gestalt herausgebildet. Zur Zeit, da das nordische Diluvium seine erratischen Geschiebe verbreitete, hat die niedrige Bodenschwelle von Bölten-Blattendorf bereits wieder bestanden. In dem am östlichen Hange derselben gelegenen Heinzendorf fand ich noch den rothen Granit des Nordens, jenseits, d. i. im ganzen Kartengebiete von Blatt Mährisch-Weisskirchen ist keine Spur des sicheren nordischen Diluviums mehr sichtbar. Dieses kann daher gar nicht oder nur in ungemein beschränktem Masse die Wasserscheide überschritten haben (vergl. unten bei der Schilderung des Diluviums, pag. 214).

Ueber das Niveau des mährischen Miocänmeeres liegen aus anderen Gegenden von Mähren ältere Beobachtungen von Reuss und Wolf vor. Ersterer gab[1]) für den längs des heutigen Zwittawathales in das nordwestliche Mähren vordringenden Busen des Miocänmeeres einen mittleren Wasserspiegel von 300 bis 398 Meter an und betont, dass in Folge dieser ziemlich unbedeutenden Niveauschwankungen für den Boden der nordwestmährischen Tertiärbucht keine sehr grossen Höhendifferenzen anzunehmen seien. Wenn bei Abtsdorf und Triebitz, jenseits der böhmisch-mährischen Landesgrenze das Miocän höher (nach Wolf[2]) bis 429 Meter) reiche, so hätten dort entschieden „spätere Hebungen des Bodens“ diese grössere Höhenlage bedingt. Bezüglich dieser Annahme äussert sich Wolf, der übrigens für ein Miocänvorkommen (obendrein einen Tegel) nördlich von Brünn (Ruditz) eine noch etwas bedeutendere Höhenlage gibt (435 Meter), nicht näher; Makowsky-Rzehak[3]) aber nehmen für dieses letztere, das, ihrer Karte zufolge, noch höher, bis gegen 470 Meter liegt, gleichfalls eine posttertiäre Niveauschwankung an. Inwieferne endlich eine Angabe von A. Heinrich[4]) über die Höhenlage des Miocäns im Wetternichgebirge — im Tertiär-

[1]) A. E. Reuss, Beiträge zur geognostischen Kenntniss Mährens. I. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1854, V, pag. 659–766, bes. pag. 744. Die Klafter und Fusse habe ich in Meter umgerechnet gleich den folgenden, Wolf und Heinrich entlehnten Côten.

[2]) a. a. O. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1861, V. pag. 62).

[3]) a. a. O. pag. 134.

[4]) III. Jahresbericht des Wernervereins zur geol. Durchforschung von Mähren und Schlesien. 1854, pag. 27.

gebiete östlich von Brünn, somit die Verbindung herstellend mit dem nordöstlichen Busen des mährischen Miocänmeeres — durch die Neuaufnahmen bekräftigt werden wird, darüber wird Herr v. Tausch in Kürze berichten können; soweit ich die kurze Notiz Heinrich's nämlich verstehe, reicht daselbst das Miocän bis 506 Meter. Sonst hat übrigens gerade für dieses Verbindungsglied des nordwestlichen und nordöstlichen Miocänbusens Wolf einige Höhen angegeben, die nur zwischen 351 und 356 Meter für Leithakalk, zwischen 319 und 330 Meter für Sandsteine schwanken. Makowsky-Rzehak sprechen aber mit Hinblick auf die grössere Meerestiefe der heutigen Lithothamnien die Meinung aus, dass die Seehöhe des Miocänmeeres[1]) in der weiteren Umgebung von Brünn etwa 200—300 Meter höher stand als die heute höchsten Punkte des Leithakalkes, das wäre zwischen 500 und 600 Meter. Dass die Leithakalke heute fast überall grössere Höhen einnehmen als die Sandsteine, bedinge ja doch nur ihre grössere Unverwüstlichkeit. Wie immer auch die späteren Forschungen die hier gestreifte Frage nach der Höhe des Miocänmeeres entscheiden werden, so viel erkennen wir wohl schon heute für die südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten, dass hier das Miocänmeer in sehr gleichmässiger ruhiger Weise seine Sedimente abgesetzt hat, dass Störungen, wie sie z. B. für die Gegend von Brünn wahrscheinlich sind, hier nicht in's Spiel kommen. Diese Gleichmässigkeit scheint unserem Gebiete gemeinsam zu sein mit dem nordwestmährischen Busen — mittlere Höhe der Sedimente 300 bis 380 Meter —; die Abhängigkeit vom Untergrund aber scheint beide zu trennen.

Die bisher unbekannt gewesenen Miocänablagerungen in einem, die Oderniederung in ziemlicher Breite flankirenden Gebiete erscheinen eigenthümlicher Weise in einer Karte der jüngsten Zeit, welche Mitteleuropa während der Tertiärperiode darstellt, bereits eingezeichnet. Dass die Ausdehnung, die in der fraglichen Karte — es ist dieselbe eine der vielen Beilagen zu der unter der Aegide A. Kirchhoff's herausgegebenen Länderkunde Europas, speciell zur physikalischen Skizze von Mitteleuropa von A. Penck[2]) — diesem an die Beczwa-Oderlinie sich anlehnenden Theile des Miocänmeeres gegeben ist, in das Gebiet des Niederen, ja wie es scheint, auch des Hohen Gesenkes hinein viel zu weit gezogen erscheint, ist bei dem kleinen Massstabe der Karte weiter nicht von Belang. Was mir aber viel wichtiger scheint, ist die in der Karte zum Ausdruck gelangende Anschauung, dass die Erstreckung des Miocänmeeres völlig unabhängig sei von den Tiefenlinien, die heute den Bau des Gebietes beherrschen. Es ist dies ein Standpunkt, der direct entgegengesetzt ist dem in vorliegender Arbeit vertretenen von dem vormiocänen Alter der heutigen Thalbildung unseres Gebietes. Denn ein Blick auf die Penck'sche Karte lehrt, dass wohl das Marchthal in dem Theile beiläufig, wo die hier geschilderten Miocänvorkommen von Kokor-Trschitz etc. sich finden, vom Miocänmeer bedeckt war, in dem etwa bei Olmütz beginnenden Theile aber völlig ausser dessen Be-

[1]) a. a. O. pag. 131.

[2]) A. Kirchhoff, Länderkunde des Erdtheiles Europa. Wien-Prag 1887, I. Theil, 1. Hälfte. Physikalische Skizze von Mitteleuropa von A. Penck, pag. 91—117, Tafel auf pag. 106.

reiche lag, um aber — und dies ist so eigenthümlich — in seinem oberen Theile, ziemlich hoch oben im Gebirge, etwa nördlich von Hohenstadt wieder vom Miocänmeer überfluthet zu sein. Der oberste Lauf des Marchthales herab von den Hängen des Spieglitzer Schneeberges ist allerdings wieder dem Bereiche des Miocänmeeres entrückt. Ohne auf die Wahrscheinlichkeit, ob das Miocänmeer thatsächlich so hoch, wie es hier gezeichnet ist, in's Gebirge heraufgereicht habe, einzugehen, sei nur dieser Widerspruch mit den von mir hier geltend gemachten Anschauungen, dass die Thalbildung von heute für die Erstreckung des Miocänmeeres von ganz ausschlaggebendem Einflusse war, hervorgehoben. Hatte das Miocänmeer thatsächlich das Marchthal nördlich von Hohenstadt überfluthet, so musste es auch unbedingt die breite Niederung von hier herab gegen Olmütz bedeckt haben. Sowie die Grenzverhältnisse von Festland und Meer zur Miocänzeit auf der Penck'schen Karte gezeichnet sind, hat es aber ganz den Anschein, dass das Miocänmeer jenen Theil des Marchthales bedeckt gehalten, der heute mehr im Gebirge liegt, während es jenen Theil, der heute eine so breite Niederung darstellt, verschont hätte.

Das Diluvium.

Löss und Lehm, sowie Schotter setzen das Diluvium zusammen. Als echter typischer Löss wurden nur die vielen vereinzelten, bald da, bald dort einen Thalhang auf kurze Entfernung überdeckenden, völlig schichtungslosen, durch keine Spur beigemengten Gesteinsgruses verunreinigten Vorkommen hauptsächlich im Gebiete des Hügellandes südwestlich vom Odergebirge bezeichnet. Die Helices und sonstigen Lössschnecken, sowie andererseits vielfache Knochen, respective Zahnstücke, und endlich die als „Lösskindel" bekannten Kalkconcretionen bezeichnen fast durchwegs diese Vorkommen, denen stets auch die charakteristische Wandbildung und die steilen Abstürze eigen sind. Als Lehm, der niemals Helices führt, wohl auch keine Schichtung zeigt, dagegen immer Gesteinsgrus und Schotterbestandtheile beigemengt enthält, bezeichne ich vor Allem die grosse zusammenhängende und mächtige Ausfüllungsmasse des breiten Beczwathalbodens. Die Kriterien für die Abtrennung von Löss und Lehm sind dem zu Folge keine sehr durchgreifenden und gerade dem wichtigsten derselben, der Schneckenführung oder dem Schneckenmangel, lassen sich ja bekanntlich von so vielen anderen Gegenden Vorkommen entgegenstellen, wo als typischer Löss bezeichneter Lehm der Schnecken gänzlich entbehrt. Und was die Beimengung von Gesteinsgrus betrifft, welche den Lehm des Beczwathalbodens durch ganz allmälige Uebergänge mit dem, aus der Verwitterung des die Beczwaniederung umrandenden Grundgebirges hervorgegangenen, also eluvialen Höhenlehm verbindet, so weiss ich ja sehr wohl, dass v. Richthofen des Oefteren Beispiele anführt, aus denen hervorgeht, dass die nebst dem rein äolischen Factor an der Lössbildung mitbetheiligten Wasserfluthen von den Gebirgshängen den Vergitterungsgrus dem sich bildenden Löss zuführen. Trotz alledem aber scheint mir in der ganzen Art des Auf-

tretens ein Unterschied vorhanden, der hier die Auseinanderhaltung von Löss und Lehm begründet. Hier sind es nur einzelne, um den von mir schon im Reiseberichte gebrauchten Ausdruck zu wiederholen, „hingehauchte" Hüllen, die sich da und dort auf die Thalgehänge legten, dort ist es die compacte, sehr mächtige, absolut nirgends unterbrochene Ausfüllung eines sehr breiten, wie wir sahen, schon in der Tertiärzeit vorhanden gewesenen Thalbodens.

Indem ich dieser Art der Verbreitung ein Gewicht beilege, muss wohl noch darauf Rücksicht genommen werden, ob denn nicht die isolirten Lösspartien nur die letzten Reste eines einst über das ganze Hügelland gebreiteten Lössmantels sind, der alle Gehänge und alle Thäler und alle Höhen bedeckte. Unter dieser Annahme aber wäre mir nicht klar, warum die nach der Lössablagerung wirksam gewesene Flusserosion lediglich in dem Hügellande mit seinen — der Beczwa gegenüber — zweifelsohne unbedeutenden Wasserfluthen so ausserordentlich thätig gewesen, während sie längs des breiten Flusslaufes so gar nicht gewirkt hätte. Da ist es denn viel wahrscheinlicher, dass im breiten Beczwathalboden, nachdem ihn der Canal des Miocänmeeres verlassen, ein jedenfalls mächtiger Strom als das Ueberbleibsel jenes Meerescanals die thonigen Sedimente, die wir heute als Lehm bezeichnen, und welche ja selbst wieder zum grössten Theile den von den Höhenrücken des Grauwackengebirges herabgespülten Verwitterungslehm darstellen, verknüpft mit Schottern ablagerte, während die an etliche Einkerbungen des Bodenreliefs im nördlichen Hügellande hingeklebten Lösspartien in der That die Ergebnisse äolischer Thätigkeit sein mögen, ohne dass man verpflichtet wäre, dieselben als seinerzeit weit grossartiger und nun grausam denudirt zu betrachten.

Noch ein Punkt muss Erwähnung finden. Ich spreche stets nur von Lösspartien, die an Gehänge angeklebt erscheinen, niemals von solchen, die direct in der Flussrinne liegen, und auch nicht von solchen, die den Rücken der Hügel bedecken. Erstere sah ich eben an keiner Stelle und jene Lehmgebiete, die ich an vielen Punkten eben desselben Hügellandes sehr weit Rücken bedeckend sah, nun diese musste ich consequenter Weise einfach so deuten, wie ich sie ausser jenem niedrigen Hügelgebiete überall und überall die lang und breit gezogenen Rücken zum Leidwesen des Geologen verkleiden sah, als Höhenlehm, als Verwitterungsproduct in situ, als das eluvial in sich zerfallene Grundgebirge. Sowie ich dort in Höhen von 600 Meter und darüber Lehme sah, welche stellenweise sehr frei waren von beigemengtem Gesteinsgrus und einen sehr schönen fetten Lehm darstellten, die aber in innigstem und durch allmäligen Uebergang bedingtem Zusammenhange standen mit Stellen, an denen die reichliche Anwesenheit des Grauwackengruses oder endlich ein günstiger Zufall, der das Grundgebirge selbst noch in seinem unzersetzten Zustande erkennen liess, über die Entstehung jener Lehme jeden geringsten Zweifel ausschloss, so musste ich denn auch den Lehmen des niedrigen Hügelgebietes die ganz gleiche Entstehung zuschreiben. Die Verbindung mit Stellen, die den Grauwackengrus, respective das Grundgebirge, noch sehen liessen, war hier ebenso leitend, wie in den anderen Gebieten. Dass ich diese Eluviallehme nicht als eigene Abtheilung in der Karte ersichtlich

machte, sondern dass ich da, wie schon oben (pag. 129) erwähnt wurde, das Grundgebirge einzeichnete, wird mir, wie gross auch der praktische Zweck eines solchen Versuches wäre, der Kenner des Gebirges nicht verübeln; als Eluviallehme hätten dann alle breiten Rücken erscheinen, das Grundgebirge hätte in die Thäler verwiesen werden müssen. Das geologische Bild wäre dadurch kaum richtig zu entnehmen gewesen. Dass die Abgrenzung von Löss und Eluviallehm im Hügelgebiete nicht stets leicht zu bewerkstelligen war, wird die unten folgende Schilderung des Gebietes zeigen; Grundsatz war mir hierbei, nur scharf charakterisirten, typischen Löss als solchen zu geben. Nicht so selten liess sich ja eine Stelle finden, an welcher man deutlich über dem Grundgebirge und über dem, zuerst sehr mit Gesteinsstücken vermengtem, gegen oben zu aber reineren Eluviallehm eine von dieser Unterlage durch die helle Farbe, die grosse Reinheit und die Schneckenführung scharf abgetrennte Lösspartie liegen sah.

Indem ich somit hinsichtlich der Ausscheidung des Löss sehr rigoros vorging, habe ich es nicht nöthig, Punkte zu nennen, die durch reichliche Schneckenführung ausgezeichnet sind. Die unten zu schildernden Lösspartien im südwestlichen Hügellande führen beinahe alle ihre Helices. Knochenreste fand ich besonders im Löss von Neleschowitz, wenn auch nicht so reichlich, als sie — Mittheilungen zu Folge — im nahen Předmost bei Prerau vorkommen. Fossile Knochen werden (III. Jahresbericht des Wernervereines. 1853, pag. 16) aus dem Jurakalk von Kokor erwähnt; gemeint ist wohl eine Höhle in einem der Devonkalke südöstlich von Kokor, also ausser meinem Arbeitsgebiete.

Hinsichtlich der Schotter wurde schon erwähnt, dass die sicher diluvialen, also jene, die mit Diluviallehm zusammenhängen, wie der Schotter vom Horečkoberg (285 Meter) im Beczwathale zwischen Leipnik und Trnawka, Geschiebe der Nachbarschaft führen, und dass darauf hin jene mannigfachen Schotterbildungen im südwestlichen Hügelgebiete, die stets auch Geschiebe krystallinischer Gesteine enthalten, in's Miocän gestellt wurden. Die Grösse der Geschiebe ist in den sicher diluvialen Schottern gegenüber jener in den Schottern des Miocäns nicht so verschieden, dass man darnach in strittigen Fällen eine Unterscheidung bewerkstelligen könnte. Die Höhe der Miocänschotter aber sahen wir weit mehr, bis 370 Meter steigen; der typische Löss reicht bis 280 Meter.

Ueber das Verhältniss der Schotter zum Lehm ist nicht viel zu sagen; sie bilden, wie es scheint, kleine Linsen innerhalb des Lehms, der ja an vielen Punkten eine nicht ganz geringe Beimengung kleiner Geröllstückchen zeigt, die aber immerhin noch nicht gestattet, hier Schotter zu geben, wohl aber den Zusammenhang beider Bildungen andeutet. In dem ausgedehntesten Vorkommen, jenem von Horečkoberg, sieht man, wie der parallel dem Thallaufe Nordost-Nord sich hinstreckende Schotterwall den Lehm der Beczwaniederung nicht blos im Hangenden, sondern auch im Liegenden hat.

Die im Oderthale von Neudorf bis Odrau abgesetzten Diluvialgebilde stimmen ganz mit jenen im Beczwathale. Es sind keinerlei typische Lösse; bei Jogsdorf und Lautsch sind obendrein deutliche Schotterterrassen zu sehen. In dem von mir begangenen Antheile der

Marchniederung überwiegen endlich die Schotter weit über die Lehme; vergl. Majetein und Grügau.

Dass von den typischen Lössvorkommen ein Theil, aber nur ein Theil die Westgehänge annähernd meridional verlaufender Thäler bekleidet, während am Osthange das Grundgebirge unverhüllt ansteht, sei mit Hinblick auf Tietze's[1] bekannte Ausführungen noch bemerkt. Beispiele hierfür sind das Thal von Neleschowitz herab, Vorkommnisse unterhalb Přestawlk, sowie besonders bei Pentschitz.

Befindet sich, fragen wir noch, das geschilderte Gebiet der südöstlichen Sudetenausläufer bereits gänzlich ausser dem Bereiche des nordischen Glacialdiluviums?

Von einer Reihe von Punkten konnte ich in früheren Jahren im Gebiete des Oderthales von Mährisch-Ostrau südwärts die Anwesenheit erratischer Blöcke bis zu bedeutenden Höhen an den Bergabhängen erweisen und an vielfachen Stellen Schotter und Sande mit reichlichem nordischen Geschiebematerial in Neben- und Seitenthälern der Oder auf der Karte ausscheiden.[2] Die Höhen, bis zu welchen Andeutungen des nordischen Inlandeises sich finden, wurden, indem wir südwärts vorschritten, immer niedriger, die Spuren selbst immer untergeordneter und zerstreuter. So musste denn die Frage sich aufwerfen: Hat das nordische Inlandeis die europäische Wasserscheide an ihrem niedrigsten Punkte bei Bölten noch zu überschreiten die Macht gehabt? Das Inlandeis selbst und nicht etwa postglaciale Fluthen, welche nordisches Materiale von den Punkten, an denen jenes dasselbe abgesetzt, weiter transportirten; denn diese konnten, der allgemeinen, wie wir sahen, schon zur Miocänzeit giltigen Terrainconfiguration zu Folge, nur an der Oder abwärts gegen die preussische Tiefebene zu ihren Weg finden. Wurde der wasserscheidende Rücken von Bölten überschritten, dann allerdings konnten und mussten auch die späteren Schmelzwässer das nordische Material an der Beczwa herab gegen das innere Mähren weithin vertragen. Weder von mir, noch von sonst einem Beobachter wurde aber südwestlich der europäischen Wasserscheide jemals von einem sicheren[3] nordischen Erraticum berichtet. Da war es mir

[1]) a. a. O. (Jahrb. 1882, XXXII) pag. 132.

[2]) Verhandl. 1887, pag. 270.

[3]) Bezüglich der oben bei der Skizzirung des Miocäns angeführten losen Quarzitblöcke habe ich niemals an erratisches Diluvium gedacht, indem die Quarzite, die ich im Gebiete der schlesischen Ebene, also in gewiss nordischem Bereiche, sah, stets anders aussahen, theils körniger, theils minder splitterig, theils weit minder hart waren. Aber es wären diese Quarzitblöcke immerhin noch die einzigen Vorkommnisse gewesen, bei denen es halbwegs plausibel gewesen wäre, an Erratica zu denken. Und Wolf, den wir ja auch die zum Vergleich herangezogenen Quarzitblöcke Galiziens als erratisch deuten sahen, hat (vgl. oben pag. 202) in der That dieser Ansicht zugeneigt, wie soeben geschildert wurde. Aus einer Manuscript gebliebenen Arbeit Wolf's: „Die Schiefer und Sandsteine des Sudetengesenkes" entnehme ich ferner, dass ihr Verfasser den, wie auch er hervorhebt, zur Miocänzeit bereits dagewesenen Canal der Oder und Beczwa auch noch zur Zeit des erratischen Diluviums das nördliche und innere Mähren mit einander in directer Verbindung halten liess. Daraus geht hervor, dass Wolf ganz entschieden die erwähnten Quarzitblöcke als erratisch betrachtete und demgemäss zu einer weit mehr nach Süden reichenden Erstreckung des nordischen Diluviums gelangen musste, als ich zugeben konnte. Zugleich entnehme ich der ungedruckten Wolf'schen Arbeit, dass er sich diesen somit noch zur Diluvialzeit gänzlich ununterbrochenen Canal in der Weise gestört dachte, dass der heute wasser-

denn von hohem Interesse, dass ich hoch oben an dem gegen Nordost gewendeten Hange der europäischen Wasserscheide, in einer Höhe, die gegenüber dem niedrigsten Punkte jener Wasserscheide vielleicht nur um ein paar Meter niedriger war, ein sicheres Erraticum fand, ein Erraticum, welches, wie gesagt, hier entschieden auf primärer, d. h. für das Diluvium primärer Lagerstätte, nicht durch spätere Fluthen dahingetragen sich befand. Die Stelle, an der ich das blockartige Geschiebe fand, liegt noch auf dem Kartenblatte Mährisch-Weisskirchen, da, wo der vom Westende von Heinzendorf (nordöstlich von Bölten) abgehende Weg die mährisch-schlesische Landesgrenze überschreitet.

Dieser Block gehörte einem ziemlich feinkörnigen, rothen, so gut wie von Glimmer (Biotit) freien Granit an, dessen Feldspath zum Theile Mikroklinstructur erkennen liess. Ich zweifle keinen Augenblick an der nordischen Natur des Gesteins, um so weniger, als ich z. B. den ganz gleichen, rothen, fast glimmerfreien Granit, dessen Korn vielleicht um eine Nuance gröber ist, hoch oben aus dem Herrschbezirke des norddeutschen Glacialdiluviums von Weidenau (an der Grenze von Oesterreichisch- und Preussisch-Schlesien) besitze.

Die Höhe wird sich nach der auf der Mappirungskarte (1 : 25.000) enthaltenen Côte (307 Meter) für einen nicht 600 Schritte entfernten, im gleichen ebenen Wiesenboden gelegenen Punkt mit mindestens 305 Meter bestimmen lassen. Der niedrigste Punkt der europäischen Wasserscheide, der direct von dem Fundpunkte des rothen Granits knapp über 5 Kilometer entfernt ist, beträgt 5 Meter mehr (310 Meter); vgl. die Begründung dieser Côte auf der Schlussseite des Speciellen Theiles. Jenen nordischen Granit fand ich aber im nächsten localen Zusammenhange mit einer Schotterlage, die einige Schritte näher dem Westende von

---

scheidende Rücken von Bölten durch den fluviatilen Schutt der Oder und Beczwa aufgerichtet wurde. Es ist dies die oben (pag. 208) von mir gleichfalls durchgesprochene, aber für unwahrscheinlich erklärte Hypothese, die Entstehung jenes für die heutige Terrainconfiguration so bedeutungsvollen Hügelgebietes zu erklären. Dass nun aber die Quarzite von Steinmeritz etc. entschieden nicht als nordisch aufgefasst werden können, geht abgesehen davon, dass sie, wie schon gesagt wurde, petrographisch gänzlich abweichen von den wohlbekannten im nordischen Diluvium von Schlesien, ganz deutlich daraus hervor, dass in der Nähe jener Blöcke alle die sicheren Typen des nordischen Glacialdiluviums, die rothen Granite und Porphyre, die massigen Diorite etc. etc. völlig fehlen. Ebenso dürfte sich aber auch ein anderes angebliches Vorkommen nordischer Blöcke noch tiefer in Mähren (bei 49° 1′ n. Breite) als falsch gedeutet erweisen. Denn wenn Rzehak die Granit-, Gneiss- und anderen Gerölle, welche neben vorwaltendem Jurakalk die Blockmassen von Schüttbořitz und Tieschan östlich von Gr.-Seelowitz zusammensetzen, für nordisch-glaciale Bildungen ansah (A. Rzehak, Ablagerungen jurassischer Gerölle bei Tieschan in Mähren. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1878, XXVIII, pag. 1—8; und: Die jurassischen Kalkgerölle im Diluvium von Mähren und Galizien. Ebenda 1879, XXIX, pag. 79—92), so muss darauf verwiesen werden, dass er selbst gelegentlich der Schilderung dieser Blockvorkommen in der Geologie der Umgebung von Brünn, wie es scheint, diese Meinung nicht mehr aufrecht erhält (a. a. O. pag. 145). So wie für die massenhaften Jurablöcke die Herkunft aus einem mit exotischen Blöcken reichlich versehenen Flyschcomplex wahrscheinlich gemacht wird, so wird wohl auch für die mitvergesellschafteten Granite etc. die gleiche Annahme Platz greifen müssen. Ebenso spricht die Massenhaftigkeit der Vorkommen völlig gegen eine nordische Bildung, deren südwärts letzte Vertreter schon im Oderthale nur einzelne Blöcke sind. Ich darf daher wohl sagen, ein sicheres Erraticum ist tiefer in Mähren von keiner Stelle bekannt.

Heinzendorf liegt und neben Culmbruchstücken verschiedenfärbige Quarzstücke enthielt. Es waren ganz solche Quarzstücke, wie wir sie im nordischen Diluvium Schlesiens so oft in Verbindung mit den erratischen Graniten, Porphyren etc. sahen; noch höher hinauf findet sich ein sandiger, dieselben Quarzstücke führender Lehm südwestlich des Dorfes (327 Meter) und nordwestlich da beiläufig, wo die Böltener Strasse die Landesgrenze schneidet. Aus der Verbindung mit einem deutlich nordischen Gesteinvorkommen müsste denn für diese, im äussersten Osten des Blattes Mährisch-Weisskirchen gelegenen Schotter und sandigen Lehme diluviales Alter und eine Betheiligung nordischen Inlandeises an deren Bildung angenommen werden. Damit aber wäre eine Höhe (327 Meter) erreicht, die über dem niedrigsten Punkt der Wasserscheide läge. Das Inlandeis hätte, wenn es in dem kleinen Nebenthale des Heinzendorfer Baches so hoch gereicht, auch im Hauptthale der Luha, die hier von der Wasserscheide herabkommend in der alten Depression fliesst, ehe die Oder selbst nach ihrer 90°-Drehung bei Mankendorf dieselbe weiterhin bezeichnet, eine ähnliche Höhe gewinnen und die 4 Kilometer entfernte Wasserscheide übersteigen müssen, jenseits derselben, im Gebiete des Beczwathales, müssten wir nordisches Materiale, von Wasserfluthen weiter transportirt, allenthalben sehen.

Und weiter! Das Erraticum von Heinzendorf ist durchaus nicht isolirt, von anderen Glacialspuren weit entfernt; z. B. am Nordgehänge der Oder im Kuhländchen, knapp südöstlich von dem schon öfter genannten Klötten — Entfernung vom Erraticum bei Heinzendorf 9 Kilometer — fand ich ein ebenso sicheres Erraticum, einen Diorit. Die Höhenlage desselben mag aber mit 330 Meter nicht zu hoch veranschlagt sein. Auf die geringe Entfernung nun von hier bis zur europäischen Wasserscheide ist eine so bedeutende Verminderung in der Mächtigkeit des Inlandeises, dass dasselbe, nachdem es bei Klötten noch bis 330 Meter hinauf gereicht, nach den 12 Kilometern nicht mehr die 310 Meter der Wasserscheide überwinden konnte, unwahrscheinlich, ganz abgesehen davon, dass wir ja bei Heinzendorf selbst ausser dem einzelnen erratischen Block in 327 Meter Höhe noch Sande und Lehme hatten, die wahrscheinlich auch dem nordischen Diluvium angehörten. Wozu noch das kommt: Aus dem breiten Thalboden der Oder ist die Eismasse hier in das weit schmälere Thalgebiet der Luha gelangt; die Eismassen müssen sich hier gestaut haben und können eben darum sogar noch höher hinauf an den Hängen gereicht haben als unten im breiten Thalboden der Oder. Alles dies scheint es zu erfordern, dass wir eine Ueberschreitung der europäischen Wasserscheide durch das nordische Inlandeis an dieser auf eine sehr weite Strecke dieser Wasserscheide niedrigsten Stelle annehmen müssen, damit aber auch die Betheiligung nordischen, durch die jenseits der Wasserscheide der Donau zueilenden Wässer weit verschleppten Materials tief hinein in's mittlere Mähren zu erwarten hätten.

Aber hier, also zunächst im Thale der Beczwa und weiter hinein nach Innermähren, fehlt jegliche Spur derselben.

So erkennen wir denn Folgendes. Nach den Höhen, bis zu denen wir knapp östlich der europäischen Wasserscheide das Inlandeis hinan-

reichen sahen, nach den Terrainverhältnissen in der nächsten Umgebung des niedrigsten Punktes der Wasserscheide, die eine Aufstauung der bei Klötten und Heinzendorf gewiss noch sehr mächtigen Eisdecke[1]), also ein noch höheres Hinaufreichen als dort bewirken mussten — nach alledem hätte die europäische Wasserscheide überstiegen werden müssen, längs der Beczwa und, durch sie weiter dem Donaugebiete zugeführt, müssten wir bis tief nach Mähren hinein allenthalben die Blöcke Schwedens und Finnlands antreffen. Aber sie fehlen da gänzlich. Können wir da etwas anderes annehmen, als dass das Eis des Nordens trotz seiner Mächtigkeit auf so kurze Entfernung vor der europäischen Wasserscheide doch Halt machte, hier doch sein Ende fand? Aber nicht, wie ich nochmals betone, als ganz schmächtiger Ausläufer, als Zunge, sondern als eine Masse, der wir nach den oben gegebenen Höhen noch gut 50—80 Meter Mächtigkeit zuschreiben müssen. Stellte sich der Hang des Riesengebirges, der nördliche Ausläufer unserer mährisch-schlesischen Sudeten, der Hang der Karpathen dem Inlandeise als Wall entgegen, welcher ihm Halt gebot, so haben wir hier das entgegengesetzte Verhältniss. Die ganze Terrainconfiguration lud direct ein zum weiteren Vordringen, völlig unbeeinflusst durch diese aber fand das Inlandeis hier sein Ende.

Wir stehen da vor einer ähnlichen Thatsache, wie sie für die Ausbreitung des nordischen Diluviums in Russland bezeichnend ist. Es hat Tietze[2]) gelegentlich die Aufmerksamkeit darauf gelenkt, dass das geschiebefreie Gebiet Südrusslands keineswegs etwa in einem höheren Niveau liegt als das durch seine Erratica ausgezeichnete Gebiet nördlich von Kiew etc., dass mithin die Südgrenze des Erraticums hier für keinen Fall mit einer alten Uferlinie zusammenfalle. Der von mir geschilderte Fall scheint somit ebenso sicher wie jener, dem Verlaufe der Grenze in Russland entnommene gegen die frühere Drifttheorie zu sprechen.

Der Punkt, an dem ich dieses erratische Vorkommen fand, liegt in 49° 37′ nördlicher Breite. Es bedeutet dann aber dieses Vorkommen, wenn nicht den südlichsten Punkt, so doch einen der am meisten gegen Süden vorgeschobenen Punkte, an welchen in Europa überhaupt ein sicherer, nicht durch spätere Fluthen weiter transportirter Ueberrest der nordischen diluvialen Inlandeisbedeckung aufgefunden wurde. So gibt v. Gümbel[3]) eine Breite von 50° als Südgrenze des nordischen Diluviums in Norddeutschland und verfolgen wir etwa an der Hand von Credner's Elementen[4]) oder Neumayr's Erdgeschichte[5]) diese

---

[1]) Die Höhenlage der Erratica von Klötten und Heinzendorf ist wohl nicht mehr so hoch, wie sie weiter nordwestlich in Schlesien zu beobachten ist (über 400 Meter bis nahe an 450 Meter), aber sie deckt sich sehr genau mit jener, in welcher z. B. Tietze bei Krakau die südlichsten erratischen Vorkommnisse beobachtete (nicht zu viel über 300 Meter), a. a. O. pag. 478.

[2]) E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1881, Bd. XXXII, pag. 106.

[3]) C. W. v. Gümbel, Grundzüge der Geologie. 1888, Bd. I, pag. 992, wo übrigens ein unerwünschter Druckfehler die beiden Male statt der nördlichen Breite eine südliche Breite erscheinen liess.

[4]) H. Credner, Elemente der Geologie. 4. Aufl. 1880, pag. 670.

[5]) M. Neumayr, Erdgeschichte. 1888, Bd. II, pag. 580.

Südgrenze durch Europa durch, von Calais angefangen gegen Osten bis da, wo westlich der Wolga die schliessliche Aufbiegung der Grenzlinie nordwärts hinauf zum Bereiche der Norduralvereisung erfolgt, so entnehmen wir die folgenden Breitegrade: Calais (51° nördlicher Breite), Rheindelta (52°), Nordbelgien (50·5°), Westphalen (51·5°), Fuss des Teutoburgerwaldes und des Harzes (52°), in Thüringen weit südwärts vordringend (51°), südlich von Zwickau (50·5°), Chemnitz (50·6°), Zittau (50·8°), Fuss des Riesengebirges (50·5°), südlichste Punkte in Galizien: u. zw. Andrychau (49° 50′) und Tarnawa (49° 49′) in der Krakauer Gegend [1]), Jaslo Ostnordost und Domaradz West (49° 48′) [2]), südlich von Przemysl [3]) südlichster Punkt Dobromil (49° 35′) [4]), von hier dann über Lemberg immer mehr nordwärts rückend bis Owrutsch in Russland (51·2°); von hier erfolgt dann die weitestgehende Ausbuchtung gegen Süd, indem im Gouvernement Kiew und Pultawa, besonders in letzterem, die Grenze bis auf 49°, vielleicht stellenweise noch ein klein wenig südlicher herabgeht. [5]) Nach neuerlichem starken Zurückweichen wird südlich von Woronesch und südwestlich von Saratow nochmals ein südlicher Punkt erreicht, der aber nur mehr auf 50·5° herabsteigt. Dann folgt die weiterhin beibehaltene Umbiegung der Grenze nach Nord.

Die erratischen Vorkommen bei Pultawa reichen mithin noch etwas südlicher als das hier geschilderte längs der Oder, doch dieses ist immerhin noch weit südlicher gelegen als alle übrigen erratischen Spuren in Deutschland, etwas südlicher auch noch als die meisten in Galizien und dem grössten Theile von Russland. Es kann kein Zweifel bestehen, dass die breite zwischen das Gebirgsgerüste der Sudeten und Karpathen sich einschiebende Tiefenlinie es war, welche die weite Ausbreitung des nordischen Inlandeises nach Süden ermöglichte, während westwärts und ostwärts der Gebirgsrand hemmend sich entgegenstellte. Dass aber das Hügelgebiet der Wasserscheide bei Bölten als Grenzwall nicht zu deuten ist, wie hoch auch an ihm das Inlandeis sich aufstaute, dass wir vielmehr ein durch andere Einflüsse bedingtes Aufhören der Eisbedeckung knapp, ehe die im Verhältnisse zu dieser Eismasse niedrige Wasserscheide überschritten wurde, anzunehmen haben, wurde soeben gezeigt. Indem wir ohnehin einen der südlichsten Punkte, bis zu denen das nordische Inlandeis überhaupt in Europa sich erstreckte, erreichten, waren es wohl die klimatischen Factoren, die das Ueberschreiten der so nahen Wasserscheide verhinderten.

Wie ein Blick auf die vorhin angegebene südliche Grenzlinie des nordischen Diluviums zeigt, wurde die europäische Wasserscheide ausser da, wo sie als ganz untergeordnete Erhebung Westrussland durch-

[1]) E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1887, Bd. XXXVII, pag 478.

[2]) Karte zu V. Uhlig, Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1883, Bd. XXXIII, Tafel IV.

[3]) a. a. O. pag. 553.

[4]) Textkarte zu V. Uhlig, Geologische Beschaffenheit eines Theiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1884, Bd. XXXIV, pag. 228.

[5]) Nach Armaschewski in S. Nikitin, Die Grenzen der Gletscherspuren in Russland und dem Uralgebirge. Petermann's Geograph. Mitth. 1886, Bd. XXXII, pag. 261.

zieht, an keiner Stelle vom nordischen Diluvium überschritten; denn auch jene bedeutende Senkung der europäischen Wasserscheide südlich der Ausläufer des Spieglitzer Schneeberges gegen Grulich konnte wohl das Kreidemeer frei passiren lassen, überragte aber in ihrem niedrigsten Punkte die höchsten Erhebungen, bis zu denen nordisches Diluvium sich findet.

Alluvium.

Alluviale Schotter in den grösseren Flussthälern fordern weiter keine Ausführung. Torf u. s. w. ward nicht beobachtet. Ein weites, hoch (320 Meter) gelegenes Alluvialgebiet der alten Karte (Daskabat) ward als eluviale Höhenlehmbildung des Culmgebirges nicht eigens ausgeschieden. Im unten folgenden, der Localschilderung gewidmeten Anhange wird dieses Vorkommens eingehender gedacht werden. Hier genügt die Angabe, dass keinerlei Grund vorliegt, hier etwa den trocken gelegten Boden eines einstigen grossen Sees anzunehmen. Es ist das fragliche Gebiet eben nur ein Theil, der breiteste jener Tiefenlinie, die wir als Grenzmarke des Miocänmeeres kennen lernten.

Verzeichnet mag es allenfalls werden, dass die March in dem uns hier beschäftigenden Theile ihr Schotteralluvium lediglich am linken, d. i. am östlichen Ufer ablagert, während sie den westlichen, ausser mein Gebiet fallenden Uferrand benagt. Ein Analogon im Kleinen bietet der parallel, also auch meridional fliessende Bach im Dorfe Krtschmann. Auch da befindet sich östlich ein breites Alluvium, während westlich direct vom Bache der Granithügel aufsteigt.

Mineralquellen.

Der grosse Reichthum, den das paläozoische Gebiet der mährisch-schlesischen Sudeten an Eisensäuerlingen besitzt, setzt sich in die Ausläufer nur in beschränktem Masse fort.

Innerhalb des noch zum Devon gerechneten Grauwackengebietes im nordwestlichen Theile des Kartenblattes befindet sich ein seit alter Zeit in der näheren Umgebung bekanntes, in weiteren Kreisen aber gleich den meisten der übrigen mährisch-schlesischen Säuerlinge so gut wie gänzlich unbekanntes Vorkommen. Im Thale des Luschnitzer Baches, der später Bielkowitzer Bach heisst, findet sich oberhalb der Tscheschdorfer Mühle am rechten Ufer der auf der grossen Karte (1 : 25.000) eingezeichnete, auf der Specialkarte aber gleich den anderen vernachlässigte Sauerbrunnen. Knapp unterhalb desselben befindet sich aber am anderen Ufer noch ein zweiter, den auch die grosse Karte nicht verzeichnet. Diese beiden Sauerbrunnen werden zusammen als Säuerling von Tscheschdorf bezeichnet; als solchen hat sie auch Dr. Melion in seinen mannigfachen balneologischen Arbeiten erwähnt. Eine genauere Beschreibung desselben wie eine neue Analyse des Wassers fehlt übrigens völlig, wie denn auch seine Bedeutung eine untergeordnete

sein mag. Die, wie ich glaube, einzige etwas eingehende Erwähnung auf Grund eigener Anschauung fand der Tscheschdorfer Säuerling [1]) vor 100 Jahren, um welche Zeit ihn Graf Joh. Mittrowsky in seinen Beiträgen zur Mineralogie Mährens schilderte.[2]) Er erwähnt übrigens drei Säuerlinge, deren einer 6 Schuh von dem auf dem rechten Ufer des Baches gelegenen sich befindet; doch setzt er bei, dass er sich im Sande verliert. Diese beiden am rechten Ufer gelegenen Säuerlinge bezeichnet er als „alten" und „jungen" Tscheschdorfer Brunnen und den etwas tiefer am anderen Ufer gelegenen als Petersdorfer Sauerbrunnen, wie denn auch in v. Härdtl's [3]) neuerer Zusammenstellung von den beiden, unmittelbar bei einander gelegenen Quellen die eine als bei Petersdorf, die andere bei Tscheschdorf gelegen bezeichnet wird.

Graf Mittrowsky gab auch eine beiläufige chemische Analyse für die beiden hier genannten Säuerlinge. Wenn ich mir über den Werth einer derartigen Wasseranalyse vom Ende des vorigen Jahrhunderts nach den Erfahrungen, die an weit jüngeren Heilwasseranalysen gemacht werden, keinerlei Illusion hingebe, ist es vielleicht nicht ganz ohne Interesse, von dieser als fast der einzigen überhaupt angestrebten kurz Notiz zu nehmen. Dem zu Folge könnte wenigstens beiläufig so viel gesagt werden, dass der am linken (Petersdorfer) Ufer gelegene Säuerling sowohl an freier Kohlensäure als auch an festen Bestandtheilen reicher ist und an Menge der letzteren (Kalk, Magnesia, Eisen und Alkalien) dem jetzt viel getrunkenen Andersdorfer Säuerling nahe kommen, was freie Kohlensäure betrifft, diesen sogar etwas übertreffen würde. Auf die nähere Genauigkeit der, von diesem alten, für viele Heilquellen dem ersten, für die hier besprochenen dem einzigen Untersucher mährischer Heilquellen berechneten Zahlen ist aber, wie ich mich aus einem Vergleiche z. B. der Mittrowsky'schen und der neuen Schneider'schen, resp. Ludwig'schen Analysen für die Säuerlinge von Teplitz und Andersdorf überzeugte, nicht der geringste Verlass. Etwas jünger ist eine 1810 von K. Hartmann vorgenommene Analyse, die in Osann's grossem balneologischen Werke [4]) benützt erscheint. Es werden kohlensaure Magnesia, kohlensaurer Kalk, kohlensaures Natron und Eisen nebst freier Kohlensäure angeführt und Osann sagt, „der übrigens nicht sehr wasserreiche Säuerling sei jenem von

[1]) Um Missverständnissen vorzubeugen, die sich aus der Nähe dieses Säuerlings von der Stadt Sternberg (Entfernung etwa 6½ Kilometer) ergeben könnten, sei bemerkt, dass sich der in früherer Zeit öfter gebrauchte Name „Sternberger Säuerling" nicht auf jenen von Tscheschdorf, sondern auf den weiter (11 Kilometer) entfernten von Andersdorf bezieht. Wie ich Melion's Zusammenstellung („Ueber die balneographische Literatur Mährens", Schr. d. hist.-stat. Sect. d. mähr.-schles. Ges. f. Ackerb. etc. 1856, Bd. IX, pag. 53) entnehme, datirt die erste Nachricht über den Säuerling von Tscheschdorf vom Jahre 1678 in Dr. J. F. Radochla's „Newe Wassers Fästung, d. i. Beschreibung zweier Sawerbrunnen zwischen Zeschdorf und Petersdorf zwei Meil hinter Olmütz".

[2]) Joh. N. Graf v. Mittrowsky, Beiträge zur mährischen Mineralogie. Sammlung physikal. Aufsätze, besonders die böhmische Naturgeschichte betreffend. Herausg. von Joh. Mayer. 1792, Bd. II, pag. 225—266, bes. pag. 231.

[3]) A. Frhr. v. Härdtl, Die Heilquellen und Curorte des österreichischen Kaiserstaates. 1862, pag. 363. In Jos. Seegen's Handbuch der allg. und spec. Heilquellenlehre, 1862, wird Tscheschdorf gar nicht genannt.

[4]) E. Osann, Physikalisch-medicinische Darstellung der bekannten Heilquellen der vorzüglichsten Länder Europas. Berlin 1841, II. Th., 2. Aufl., pag. 138.

Andersdorf ähnlich, nur schwächer". Dass ihn Osann 1/2 Meile von Trübau entfernt sein lässt, von wo er 7 Meilen abliegt, sei nebenher erwähnt. Endlich gab noch Zinck 1816 in seiner Zusammenstellung der Säuerlinge im Gesenke einzelne Daten.[1]) Die Tscheschdorfer Säuerlinge erscheinen in der erwähnten Härdtl'schen Zusammenstellung aufgeführt nach jener Analyse Hartmann's als eisenhältig indifferenter, erdiger Säuerling mit vorwaltend kohlensaurem Kalk und wenig Eisen (a. a. O. pag. 485).

Die hier geschilderten Sudetenausläufer besitzen aber noch einen, in der Arbeit des Grafen Mittrowsky übergangenen, auch in den vielfachen Arbeiten des bekannten mährischen Balneologen Dr. J. Melion nicht erwähnten, wie ich somit glaube, bisher völlig unbekannten Eisensäuerling.[2]) Es befindet sich derselbe knapp am nördlichen Rande des Kartenblattes M.-Weisskirchen, knapp nördlich von Domstadtl am linken Feistritzufer. Darüber, dass dieser jemals, sei es in früherer, sei es in unserer Zeit einer Analyse unterzogen worden wäre, fehlt mir jede Nachricht. Beide Säuerlinge gehören Schieferlagen an, resp. treten in schwachen Alluvien innerhalb solcher Schieferzonen zu Tage.

Noch ein Gesundheitswasser in den Sudetenausläufern habe ich kurz zu erwähnen, ein schwefelhältiges Wasser, das aber bereits dem letzten, auf Blatt Prerau befindlichen Zipfel der Sudetenausläufer angehört, die in der Gegend selbst fast vergessene und meines Wissens auch in der einschlägigen Literatur so gut wie ganz unbekannte Schwefelquelle von Předmost[3]) nördlich von Prerau, wo entweder Löss oder ein miocäner Tegel die Umgebung der Quelle sein mag. Endlich erwähne ich noch, dass die Karte nahe dem Sudetensteilabsturz zur Beczwa eine „Sirkova studenka" (Schwefelquelle) verzeichnet. Ein gelblicher Quellabsatz, den ich durch das Gitter der über der Quelle erbauten Kapelle die in das Bassin eintauchenden Strauchzweige bedecken sah, liess mich anfänglich einen Schwefelabsatz vermuthen, doch der aussen abgesetzte Schlamm war, wie dies ja von so vielen, darum noch keineswegs als Heilquelle benutzten Quellwässern der Sudeten gilt, lediglich durch Eisen gefärbt.

Der, wie mir scheinen will, nicht bedeutungslose, wenn auch meines Wissens bisher nicht beachtete Unterschied in der chemischen Natur der an das Grauwackengebiet des Niederen Gesenkes gebundenen Eisensäuerlinge und der nicht wenigen, innerhalb der mährischen Karpathen bekannten Schwefelwässer konnte somit auch für das hier geschilderte Gebiet bekräftigt werden. Worin der innere Grund dieses

---

[1]) A. Zinck, Beschreibung der Heilquellen des Gesenkes. 1816.

[2]) Wie mir Herr Dr. J. Melion soeben mittheilt, hat er doch in der jüngsten Zeit in den Mittheilungen der mährisch-schlesischen Gesellschaft f. Ackerb. etc. 1890, pag. 110, über den Säuerling von Domstadtl Mittheilung gemacht. Uebrigens besteht ausser dem eben von mir erwähnten (bei der Gärtnerei) noch ein zweiter knapp unterhalb Domstadtl. Doch bestätigt Herr Dr. Melion, dass jegliche chemische Untersuchung fehlt.

[3]) Durch St. Keller 1856 dem Wernerverein bekannt gemacht und von J. Melion kurz besprochen. Es wird lediglich der Schwefelwasserstoffgehalt erwähnt. Jahresheft d. nat. Sect. d. mähr.-schles. Ges. f. Ackerb. etc. 1858.

Unterschiedes zwischen den Wässern des Niederen Gesenkes [1]) und jenen der Karpathen gelegen, weiss ich heute nicht zu sagen. So viel scheint mir aber wieder sicher zu sein, wie ich schon gelegentlich meiner Aufnahmen in Oesterr.-Schlesien aussprach, dass die oft gehörte Ansicht, wornach die Eisensäuerlinge unseres Gebietes durch die Basaltvorkommen des Gebietes bedingt seien, nicht zutrifft. Ist ja auch für manche derselben, wie z. B. den Säuerling an der Mohra, am Fusse des basaltischen Raudenberges, diese Nähe bestechend, so hiesse es nach meinem Dafürhalten wohl zu weit die Einwirkung jener Basalteruptionen ausdehnen, wollte man etwa auch die hier besprochenen Säuerlinge mit den so entfernten Basaltvorkommen in Zusammenhang bringen. Der bedeutende Eisengehalt der Grauwacke, die sich, wie erwähnt, so oft und oft in der Färbung einer, einen feuchten Wiesenboden im Niederen Gesenke überziehenden Wasserhaut kundgibt, mag ja da allein, ganz abgesehen von den vielfachen, der Grauwacke eingebetteten Eisenerzlagern genug Erklärung sein. [2]) Dass diese letzteren nicht ausschliesslich die Säuerlinge des Niederen Gesenkes bedingen können, zeigt ein Blick auf den Johannesbrunnen von Meltsch u. a., wo Eisenerzlager auf weite Entfernung nicht bekannt und nach der geologischen Beschaffenheit, als tief im Culm gelegen, auch nicht anzunehmen sind.

Mineralien der Sudetenausläufer.

An Mineralien ist das Gebiet ungemein arm. Innerhalb der Culmgrauwacke erscheint wohl Quarz des Oefteren in grossen, derben Mengen ausgeschieden, sonst aber ist meines Wissens lediglich Albit zu nennen, der in Drusen der Grauwacke an manchen Stellen des oberen Feistritzthales gefunden wird. [3]) Ebenda fand ich in einer Kluft des Conglomerats bei der Seibersdorfer Mühle Krystalle von dunklem Eisenglanz neben solchen von Quarz. Im Dachschiefer von Waltersdorf wurde Calcit in Drusenräumen und Malachit gefunden.

Was aber die erwähnten Massen von derbem Quarz betrifft, so konnte ich dieselben wohl an keiner Stelle als wirklich in Felsen anstehend finden, sondern stets nur in grossen Massen grösserer und kleinerer Bruchstücke in den Feldern herumliegend. Uebrigens ist an vielen Punkten die Zahl der so herumliegenden Stücke früher weit grösser gewesen, indem dieselben für Zwecke der Glasfabrikation Verwerthung fanden. Ob diese derben, weissen Quarzmassen Gängen an-

---

[1]) Dem Hohen Gesenke bekanntlich, resp. einer breiten Thaldepression desselben gehört nur die eine altbekannte Schwefelquelle von Gr.-Ullersdorf an.

[2]) Auch der erfahrenste Kenner der mährisch-schlesischen Heilquellen, Dr. J. Melion, spricht sich in seiner eben erschienenen Arbeit „Mährens und Schlesiens Gebirgsmassen und ihre Verwendung", Mitth. d. mähr.-schles. Ges. f. Ackerb. etc. 1890 gleichfalls gegen die Herleitung unserer Säuerlinge von den Basalten und für die Herleitung von den Eisenerzen der Grauwacke aus.

[3]) Vergl. auch G. Tschermak, Aufschlüsse an der mährisch-schlesischen Centralbahn. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1871, pag. 201. Es wird Grosswasser als Albitfundort genannt, Stur hatte 1866 (a. a. O. Jahrb. XVI, pag. 434) das nahe Hombock gleichfalls als solchen angeführt.

gehört haben, ist unter diesen Umständen nicht zu entscheiden; ich begnüge mich, die wichtigeren derselben als die in situ zerfallenen Bruchstücke grösserer Quarzausscheidungen oder — wenn man den sächsischen Ausdruck anwenden will — von Quarzbrocken-Felsbildungen innerhalb der Culmgrauwacke aufzuzählen. Es sind folgende:

Oestlich vom oberen Ende von Seibersdorf, westlich von Waltersdorf (Brechhausfeld) und nördlich (Rosengarten)[1]), gegen den Breiten Busch, südwestlich der Oberen Baude an der Strasse Giebau-Dollein, östlich von Weska am Westrande des Wrabelwaldes, im Walde zwischen Neudörfl und Fort Radikau, hinter der Kirche am Heiligen Berg, sodann südlich vom Piaristen-Kloster in Altwasser, nordöstlich vom Gipfel des Huthberges bei Liebenthal, westlich von Doloplas, knapp östlich von Trschitz und westlich von Tupetz. Von diesen dreizehn grösseren Vorkommen, welchen ohne sonderliche Mühe noch andere beizugesellen wären, gehören die acht erstgenannten dem Grenzgebiete des Culm zum Devon an.

Eine Verwechslung dieser Quarzmassen mit den oben erwähnten losen Blöcken ist gänzlich ausgeschlossen: ihr scharfkantiges Aeussere unterscheidet sie sofort von jenen, die überdies durch die meist bunte Vergesellschaftung mit noch anderen Gesteinsblöcken gekennzeichnet sind. Endlich noch die Bemerkung, dass im Devon des Gebietes die Quarzlinsen nicht vorhanden scheinen.

Die mit den Erzen vergesellschafteten Minerale fanden mit diesen ihre Erwähnung. Auch ihrer sind nur wenige (vergl. oben pag. 178). Allerdings bedeutet diese Mineralarmuth einen Vorzug für den abgebauten Bleiglanz; Cerussit und Malachit fanden sich in Spuren im Bleiglanzbergbau von Altendorf nebst Graphitlagen. Von den alten Halden bei Marienthal aber wurden auch Kiese nebst dem Bleiglanz gefunden.

Dass mir im Gebiete des Pegmatits von Krtschmann, einzelne kleine Sillimanit-Nester ausgenommen, keinerlei Mineralbildung unterkam, muss mit Hinblick auf den Mineralreichthum anderweitiger Pegmatitbildungen schier befremden.

[1]) „In der Waltersdorfer Gegend hat sich der Quarz in hohen, steilen Kuppen über das Thonschiefergebirge emporgehoben," schrieb 1846 Heinrich in Wolny's Topographie, I, pag. XXIII. Wenn auch um jene Zeit und später die nahe Glasindustrie ungemein rege gewesen, mag jener Satz Heinrich's wohl auch schon damals wesentlich übertrieben gewesen sein.

Specieller Theil.

(Eine geologische Localschilderung der südöstlichen Sudetenausläufer.)

Haben wir in den vorhergehenden Blättern ein allgemeines Bild erhalten von den in den südöstlichen Ausläufern der mährisch-schlesischen Sudeten auftretenden Formationen, haben wir die Grundzüge der Tektonik für dieses Randgebiet kennen gelernt, so ist es nunmehr meine Aufgabe, auch nähere Details aus diesem so wenig bekannten und — wie vielleicht im Allgemeinen Theile schon gezeigt werden konnte — doch in mancherlei Hinsicht nicht so ganz interesselosen Gebiete zu geben. Ich thue dies auch auf die Gefahr hin, über ein Gebiet von relativ geringer Erstreckung und relativ geringer Wichtigkeit zu viel zu sagen. Aber ich wünsche es zu verhindern, dass in ähnlicher Weise, wie die von Ferd. Römer's Arbeitsgenossen zu Beginn der Sechziger-Jahre aufgewendete, wie ich sehr wohl weiss, ausserordentliche Arbeit und Mühe zu grossem Theile umsonst gethan war, indem die Geologie von Oberschlesien wohl die grundlegenden Hauptergebnisse der Formationseintheilung, Details aber ganz und gar nicht gibt, diese vielmehr so gut wie neu entdeckt werden müssen, dass, sage ich, auch die gelegentlich der jetzigen Aufnahme verrichtete Arbeit wiederum mehr oder weniger umsonst gethan worden sei. Es wenden sich daher die folgenden Blätter mit ihren dürren Detailbeobachtungen lediglich an den Localforscher.

Indem es sich dabei keineswegs um eine streng sachgemässe Zerlegung des Gebietes handelt, darf ich wohl in einem ersten Abschnitte die Hochplateaulandschaft von Domeschau und Giebau, es ist dies hauptsächlich das Feistritz- resp. Marchflussgebiet, und in einem zweiten hauptsächlich das Oderflussgebiet bis zum Austritt der Oder aus dem Gebirge bei Odrau, als das grösste, aber auch eintönigste, das eigentliche Culmgebiet schildern. Hier wird auch jener Theil der Hauptwasserscheide, welche dieses Gebiet durchzieht, seine Schilderung finden, der als Odergebirge sich ziemlich markant vom übrigen Gebiete abhebt, sowie auch der Sudetenrand gegen die Beczwa, wie er das ganze Beczwathal in seiner schroffen Steilheit begleitet bis herunter gegen Weselička, wo er sich ziemlich verliert und wo eine von hier am Südwestabfalle des Odergebirges sich herumziehende Tiefenlinie das Hügelland von Trschitz-Kokor abgrenzt vom eigentlichen Gebirge, das Hügelland, das in der Richtung auf Prerau die letzten Süd-Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten darstellt. Die Schilderung dieses Hügelgebietes bildet den dritten Abschnitt; die beiden Grenzfurchen der March und Beczwa, beziehungsweise Oder, schliessen, soweit sie meinem Gebiete angehören, als vierter Abschnitt die Darstellung ab.

I. Die Plateaulandschaft von Domeschau und Giebau bis zum Feistritzthal.

(Das Feistritz-, respective Marchflussgebiet.)

Nicht so ganz deutlich, wie etwa im Flussgebiete der jugendlichen Oder, tritt hier der Tafelcharakter des niederen Gesenkes hervor. Eine grössere Zahl von Thaleinschnitten, zum Theil wasserreicheren Bächen und Flüssen bewirkt eine bedeutende Zerstückelung des Gebietes, und indem die Bachläufe zum Theile parallelen Verlauf haben, bilden sich mehr als im Oderflussgebiete lang hingezogene, wenn auch breite Rücken heraus. Die beiden Hauptwasseradern sind der Bielkowitzer Bach und parallel mit ihm der Feistritzfluss. Zwischen beiden erhebt sich die breite Masse der Giebauer Hochfläche (bei Giebau beträgt die Breite der fast ganz gleich hohen Fläche zwischen 4 und 5 Kilometer), welche zumal in ihrem südlichen Theile, den begrenzenden Flussläufen entsprechend, eine Rückenerstreckung nach Süd, respective Südwest erkennen lässt. Aber mit dem letzten Ausläufer sinkt diese Hochfläche mit dem Heiligen Berg (382·3 Meter) zur Diluvialebene von Olmütz ab, nachdem sie in ihrem Hauptgebiete zwischen 600 Meter und 500 Meter unbedeutend herumgeschwankt hat.

Westlich des Bielkowitzer Baches und auf der anderen Seite von der Marchlinie bei Sternberg begrenzt, erhebt sich die Hochfläche von Domeschau, in ihrem Haupttheile auch zwischen 600—500 Meter schwankend, übrigens an Breite und Länge von geringeren Dimensionen als die erstgenannte; nur der östliche Theil gehört übrigens dem Kartenblatte M.-Weisskirchen an. Nebenthäler bewirken auch hier eine theilweise weitere Zerstückelung; so schält sich zwischen Tscheschdorf und dem Bielkowitzer Bache eine räumlich untergeordnete, dem annähernden Parallelismus der Thäler entsprechend wieder nordsüdlich gestreckte Hochfläche heraus. Nach Nord setzen die zwei Hauptplateaubildungen (in's Blatt Freudenthal) fort, um über D.-Lodenitz zu einer Hochfläche und in der Richtung auf die Wendung der europäischen Wasserscheide aus ihrer vom Odergebirge bis nordwärts von Bärn innegehabten meridionalen in die ostwestliche Richtung mit dieser Hauptwasserscheide selbst zu verschmelzen.

Das landschaftliche Bild ist das des niederen Gesenkes überhaupt; die breite, mit Feldern besetzte Hochfläche stürzt in steilen, waldbestandenen Hängen zu den tief eingeschnittenen Thälern ab. Südlich der Domeschauer Mühle beträgt am Bielkowitzer Bache die Niveaudifferenz 175 Meter auf 660 Meter Horizontaldistanz; an der Feistritz mass ich bei der Mückmühle vom Eschenkamm herab eine Erniedrigung von 183 Meter auf 500 Meter Horizontalabstand. An den Thalhängen finden sich die spärlichen Aufschlüsse, auf den Plateauhöhen leiten Lesesteine und Ackerkrümchen. Zumal der Bielkowitzer Bach ist relativ reich an grossen Aufschlüssen, gewaltige Felsenmeere bedecken, wie am Westhange der Philippspyramide (504 Meter), den Hang. . . .

Wir verlassen die Reichsstrasse, die in weitem Bogen von Sternberg die Hochfläche erklimmt — es ist die Verbindungsstrasse mit

Bärn — nordwestlich des Ullersdorfer Berges bei den aus Diabasmandel- und Schalsteinen gebildeten Felsen, den letzten völlig sicheren Vertretern der Bennischer Schichten — regelmässiges Südostfallen mit 35° lesen wir ab — und gelangen mit dem Eintritt in das Kartenblatt Mährisch-Weisskirchen in ein nur aus Grauwacken und Schiefern zusammengesetztes Gebiet, für welches ich oben (pag. 120) mit Berücksichtigung stratigraphischer und tektonischer Verhältnisse die Grenzlinie von Devon und Culm zu ziehen bemüht war.

Im Tscheschdorfer Bache abwärts schreitend, sehen wir stark südlich des Dorfes die nach den Bruchstücken bis dahin allein herrschende Grauwacke mit regelmässigem Südostfallen, also völlig concordant mit den sicher devonischen Diabasmandelsteinen anstehen. Bald darnach, noch ehe wir die Vereinigung mit dem Hauptbach (Luschnitzer-, dann Bielkowitzer Bach genannt) erreichen, betreten wir, wie die Uebergangsglieder von Grauwacke und Schiefer, zumal die gebänderten Schiefer, lehren, einen Zug, in welchem Schiefer die Oberhand haben. Finden sich wirkliche Schieferbrüche wohl auch nur im weiteren südlichen Verlaufe des Hauptthales, so zeigen doch die, am westlichen Hang des Hauptthales auch weiter thalaufwärts, etwa im letzten Theile des Weges von Tscheschdorf zum gleichnamigen Säuerling, verbreiteten Bruchstücke von Grauwackenschiefer und schmutzigem Thonschiefer die Erstreckung des Schieferzuges auch nordwärts; nahe dem unteren (Petersdorfer) Säuerling am linken Ufer steht der schmutzig gefärbte Thonschiefer vereint mit Grauwacke, mit dem gleichen südöstlichen, steilen Verflächen an.

Die erwähnten Schieferbrüche, die nach der Vereinigung der beiden Bäche in grösserer Anzahl am rechten Ufer erscheinen, bieten heute einen recht traurigen Anblick, indem der tiefe Ausbau der Schieferbrüche, die grossen Halden so wenig mit der feierlichen Stille harmoniren wollen, die heute allenthalben herrscht. Der Dachschiefer scheint in sämmtlichen Brüchen nach h 2 zu streichen und mit einem für Schiefer übrigens selten niedrigen Neigungswinkel wiederum in Südost zu verflächen. Der grösste der Schieferbrüche erscheint schon auf den ältesten Generalstabskarten als Wikker'scher verzeichnet.

Die Schieferzone erreicht südlich jedenfalls sehr bald ihr Ende; schon da, wo am linken Ufer der Tiefe Grund zum Hauptthal herabkommt, herrscht nur mehr Grauwacke, die dann längs des ganzen weiteren Thallaufes herrschend bleibt. Nordostwärts aber wird es gestattet sein, den Schieferzug noch bis Petersdorf anzunehmen; an dem Verbindungswege vom Sauerbrunnen nach dem Dorf und nordwärts zum Hoferberg sieht man wohl nur die Grauwackenbruchstücke; aber in dem etwas südlicher gelegenen Hohlwege, welcher von Petersdorf südwestwärts abgeht, sowie noch östlich vom Dorfe sieht man Schiefer, die noch das regelmässige Südostfallen zeigen. Da, wo auf dem Wege von Petersdorf nach Domstadtl, etwa in der Hälfte des Weges, petrographisch nicht unterscheidbare Schiefer Westfallen erkennen lassen, betreten wir — siehe das pag. 120 Gesagte — das Gebiet der ersten Culmantiklinale. Von dieser später.

Der eben geschilderte devonische, dem übrigen, isoklinal gebauten Devongebiete regelmässig eingeschaltete Schieferzug ist durch die An-

wesenheit von zwei Säuerlingen ausgezeichnet (vergl. pag. 218). Sie treten im Wiesenalluvium des Bielkowitzer Baches oberhalb der Tscheschdorfer Mühle zum Vorschein; heute ist übrigens nur derjenige vom rechten Ufer halbwegs ordentlich gefasst, während derjenige von der Petersdorfer Seite fast ganz vernachlässigt wird. Schaaren von Wallfahrern lagern sich den Sommer über oft um das schmutzige Quellbassin. Dass J. Graf Mittrowsky vor 100 Jahren als der Erste und — wie es scheint — auch der Einzige überhaupt auf Grund eigener Anschauung der Säuerlinge des Bielkowitzer Thales gedachte, wurde schon oben bemerkt. Hier muss ich seiner aus dem Grunde nochmals gedenken, weil er von dem Gebiete nordwestlich und nördlich der Säuerlinge eine geologisch wichtige Notiz gibt. Nachdem er des Thonschiefers auf dem Wege vom Sauerbrunnen nach Tscheschdorf gedacht, fährt er fort: „Mehr aber gegen Norden zieht sich bey des Schulmeisters Wiese, gegen den Hergwald, die nämliche Gebirgsart wie am Kalvarienberge bei Bahrn, nur mit dem Unterschiede, dass sich der Kalkspath mehr der würflichten Gestalt nähert, dahingegen bei dem Kalvarienberg mehr Adern, die einigermassen Vierecke bilden, durch das thonige Gestein durchzogen sind etc.“ [1]) Es ist ausser jedem Zweifel, dass Graf Mittrowsky hierbei die Diabasmandelsteine mit ihren Kalkspathmandeln im Auge hatte, jenen wichtigen Leithorizont im Liegenden der untersten Culmschichten, welcher ja auf dem Calvarienberge bei Bärn in der That so trefflich aufgeschlossen ist. Würde sich darum die wiedergegebene Notiz auf die nächste Umgebung im Norden des Sauerbrunnens beziehen, so hätten wir den Nachweis dieses sicher devonischen Leithorizontes für dieses Gebiet erbracht; selbst für den Fall wäre er erbracht, dass der Aufschluss gleich manchen anderen im Laufe der langen Jahre verschwunden wäre; die Beschreibung des Vorkommens durch Graf Mittrowsky ist nämlich zu deutlich, um an irgend ein anderes Gesteinsvorkommen denken zu lassen. Leider aber hege ich ebensowenig einen Zweifel, dass sich die Beobachtung auf jenes nur wenig weiter entfernte Diabasvorkommen bezieht, welches im äussersten Südwesten des nördlich anstossenden Blattes Freudenthal bei dem Ecce homo, südwestlich von D.-Lodenitz oder aber auf jenes, das bei D.-Lodenitz selbst seit längerer Zeit bekannt ist. Mag auch „des Schulmeisters Wiese“ heute verschollen sein und sucht man den „Hergwald“ vergeblich auf den heutigen Karten — die Angabe Mittrowsky's über die Lage „nördlich von Tscheschdorf, resp. dem Sauerbrunnen“, im Zusammenhalte mit der ja nur geringen Entfernung der erwähnten Diabasvorkommen von ebenda (2 Kilometer, respective $3^1/_2$) lässt wohl nur diese Deutung zu, so dass von einer Vertretung dieses Horizontes in dem hier besprochenen Gebiete unmittelbar nördlich von Tscheschdorf nicht die Rede sein kann.

Wir verfolgen das Hauptthal weiter, welches sich, wie es aus dem Schiefergebiete in jenes der Grauwacke eintritt, wesentlich verengt und mit den grossen Grauwackeblöcken, dem dichten Hochwald an den steilen Lehnen einen düsteren Eindruck macht. Wo wir ein Streichen und Fallen abnehmen können, sehen wir das Streichen nach h 3 und

[1]) a. a. O. pag. 230.

das gleiche Verflächen in Südost. Dies gilt von dem Aufschlusse östlich von der Domeschauer Mühle, knapp bei der Einmündung des von Nordost kommenden Seitenthälchens, in diesem selbst gelegen, wo eine zum Theile schieferige Grauwacke ansteht, sowie von jenem Aufschlusse am rechten Thalhange, bald nachdem der Weg von der Domeschauer Mühle nach Domeschau aus dem Walde herausgetreten ist, wo eine intensiv eisengefärbte Grauwacke auf kurze Erstreckung ansteht. Es wechseln festere und mürbere, zu Sand zerfallende Lagen mit einander ab, die sämmtlich das Streichen nach h 3—4 und ein steiles Einfallen mit 60° in Südost erkennen lassen. Ich erwähne diese, vom Habitus der Grauwacke im Allgemeinen (vergl. oben pag. 122 ff.) abweichende Bildung ausdrücklich, wenngleich über ihre tektonische Zugehörigkeit zu dem übrigen Grauwackecomplex der Gegend nach dem Gesagten kein Zweifel sein kann. Die echte massige Grauwacke aber setzt das Blockmeer zusammen, wie es am linken Ufer den Abhang des Köhlerberges oberhalb der Domeschauer Mühle, in besonders grossartigem Maasse aber den Abhang auf der gleichen linken Thalseite hinauf zum Philippsstein bedeckt. Die wirklichen Felsbildungen sind im Verhältnisse zu diesen gewaltigen aufeinander geschlichteten Blockmassen sehr unbedeutend zu nennen. An der westöstlich verlaufenden Steilkante des Köhlerberges zeigen übrigens etliche Felsen eine für dieses Gebiet auffällig flache Lagerung der Grauwacke. Die Aufschlüsse in der gleichen massigen Grauwacke aber, wie sie zumal in den grossen Brüchen am rechten Ufer nach der Einmündung des Schwarzwaldbaches geboten sind, weisen stets ein weit steileres Verflächen auf in der gleichen Südostrichtung. Nicht selten ist aber auch hier in Folge des massigen Charakters der Grauwacke das Streichen und Fallen gar nicht abzunehmen; es gilt dies z. B. von der schönen Felsgruppe bei der Einmündung des Schwarzwaldbaches in das Hauptthal. Etwa bei zwei Drittel des Weges vom Blockmeer des Philippssteins zu dem letztgenannten Punkte findet sich innerhalb dieser massigen Grauwacke ein Fels, der mehr jenes gewisse Mittelding von Grauwacke und Schiefer entblösst; wir sehen auch hier steiles Südostfallen (mit 65°) bei einem Streichen nach h 3.

Die Bedeckung mit dem diluvialen Lehm der Marchebene stellt sich für die Hänge des Bielkowitzer Thales erst ausser dem Kartenblatte M.-Weisskirchen ein. Es fällt hier das Ende des unverhüllten Grundgebirges nicht zusammen, wie sonst so oft, mit dem Ende der Waldbedeckung; denn die allerletzte Strecke des Thales auf Blatt M.-Weisskirchen verlaufen die Hänge schon im Feldergebiete. Wir verlassen nunmehr das Thal, das in seinem letzten Theile von der Vereinigung des Hauptbachs mit dem Schwarzwaldbache angefangen durch ein sehr mächtiges Schotteralluvium ausgezeichnet ist, stellen noch fest, dass auch über den eigentlichen Thalhang hinaus nördlich zur Hochfläche von Domeschau selbst nur Grauwacke (in losen Stücken) herumliegt, gedenken der schwer zu deutenden Notiz des öfter genannten Grafen Mittrowsky, der in Domeschau ein loses Stück Granit, „das aus sehr weissem Quarz, röthlichem, in's Gelbliche fallendem Feldspathe und nur sparsamem Glimmer bestand", auffand[1]), werfen noch einen Blick auf das

[1]) a. a. O. pag. 232. Man kann hier nicht an Conglomerate denken, aus denen das Granitstück sich losgelöst; diese fehlen der Gegend; und für miocäne oder diluviale Schotter liegt mit Hinblick auf die Höhe (435 Meter) auch nicht gut eine Möglichkeit vor.

schon ausser mein Kartenblatt fallende Gebiet westlich von Domeschau, wo Kalkvorkommen uns die Anwesenheit des Devon jedenfalls sicherer erweisen als die Grauwacken und spärlichen Schiefer des bis nun durchwanderten Gebietes und wenden uns nunmehr zur östlichen Hochfläche von Giebau über die steilen Gehänge des Bielkowitzer Thales. Wir thun dies vielleicht am besten im Norden, wo wir ohnehin schon den Punkt gefunden haben, wo der Wechsel der Fallrichtung des Schiefers die an der Devon-Culmgrenze gang und gäbe Unregelmässigkeit der Lagerung bezeichnet. Oestlich von Petersdorf, an dem Wege gegen Domstadtl (pag. 226), waren wir in dieses Gebiet gekommen. Das Nordwestfallen bleibt dem Schiefergebiete eigen: es ist die erste Schieferzone des Culm, jene von Domstadtl. Wir verfolgen den westfallenden Schiefer östlich bis nach Domstadtl selbst herein, wo erst der untere Theil des Städtchens Grauwacke, aber auch westfallend, sehen lässt (mit einem mehr in's Nordwestliche veränderten Streichen?), während gegen den Polzerberg sich der Schiefer auch noch auf's linke Feistritzufer in nordöstlicher Richtung verfolgen lässt (vergl. die Aufschlüsse bei der grossen Kehre der Strasse nach Liebau da, wo der alte Weg von Domstadtl einmündet). Wir nehmen hier, d. i. am linken Ufer, theilweise bereits ein steiles Ostfallen der Schiefer wahr. Auch der unweit davon gelegene östliche Bahneinschnitt nördlich von Domstadtl zeigt, dass wir in dem vielfach gestörten Grenzgebiete von Devon und Culm uns befinden, indem wir im Bahneinschnitte West- und Ostfallen abwechseln und einmal auch eine grosse, wohlerhaltene Schichtenwölbung sehen. In diesem Schieferzuge liegt auch am Südfusse des Polzerberges im Alluvium der Feistritz der Säuerling von Domstadtl, jener Säuerling, dessen Dasein bisher sogar dem Vater der mährischen Balneologie entgangen war [1]) und dessen erfrischendes Wasser in der Nachbarschaft viel Verwendung findet, weit mehr jedenfalls als die zuvor erwähnten, gleichfalls einem Schieferzuge eigenen von Tscheschdorf-Petersdorf.

Den nordwestfallenden Schiefer sehen wir aber ferner in südwestlicher Richtung aufgeschlossen: am rechten Feistritzufer über die südwestlichsten Häuser des Städtchens hinaus und im Beginne des Waldes an dem Nordhange des von West einmündenden Nebenthälchens, während der südliche Hang bereits die den Schieferzug umgebende Grauwacke zeigt, sodann etliche Male längs des Fahrweges nach Giebau, bald nach der Kirche von Domstadtl, wo wir flaches Westfallen bei h 2 Streichen sehen, beim Eintritt der Strasse in den eben genannten Wald, wo wir wieder beide Fallrichtungen neben einander wahrnehmen, und wo eine Einlagerung von Grauwacke bereits die nahe Grenze des Schieferzuges ersichtlich macht, ferner nach der Brücke, über welche die Strasse führt, wo steiler nordwestfallende Schiefer entblösst sind; sodann auf der anderen Seite des erwähnten Thälchens und nach dem Verlassen des Waldes bis zu dem Kreuze am Abfall des südwestlich sich erhebenden Hammerberges, wo wir immer wieder an nordwestfallenden Schiefern vorüberkommen. Hier aber sehen wir auch stets deutlich ausgesprochene

[1]) Inzwischen erschien die pag. 220 erwähnte Notiz Dr. J. Melion's über den Säuerling von Domstadtl. Dem zu Folge befindet sich nebst jenem oberhalb des Städtchens noch ein zweiter knapp südlich desselben.

Transversalschieferung, die gegen Südost gerichtet ist, neben der Schichtung. Mehr in Grauwackenschiefer übergehende Thonschiefer beobachten wir sodann gegen die Brücke direct südlich vom Hammerberg, wo er unmittelbar vor der Brücke in einem kleinen Steinbruche gewonnen wird; das mehr grobklotzige Uebergangsgestein zeigt aber das gleiche Nordwestfallen unter 60°, während der ähnliche Schiefer jenseits der Brücke ein gleich gerichtetes, aber nur 30° betragendes Verflächen zeigt; es ist typischer gebänderter Schiefer, gleichfalls mit eigenen Schieferungsflächen. Wir sind mit diesen gebänderten Schiefern auch an das südwestliche Ende unserer Schieferlinse von Domstadtl gelangt. Wenn dem einzigen Aufschlusse am linken Ufer genügende Beweiskraft zuzuerkennen ist, wäre der Schieferzug antiklinal gebaut, d. i. der ersten Antiklinale des Culm angehörig.

Was nun folgt, die eigentliche breite Hochfläche von Giebau ist, wie es scheint, lediglich Grauwacke. Zudem werden hier in dem weiten Feldergebiete die Aufschlüsse ungemein selten. Immerhin erkennen wir in einem ganz kleinen Aufschlusse an der Strasse, der nach einer neuerlichen Ueberbrückung etwa nördlich von der Aumühle sichtbar wird, das für dieses unterste Culmgebiet bezeichnende Nordwestfallen (bei steiler Neigung). Indem wir aber $1^1/_2$ Kilometer westsüdwestlich hiervon auf der Höhe des Pfaffenberges (bei der Kapelle, etwas schieferige Grauwacke) das entgegengesetzte Verflächen bei steiler Schichtenstellung beobachten, und an etlichen Stellen in der Streichfortsetzung des eben genannten Punktes, nämlich an der Südseite des mittleren, von derselben Höhe gegen Südwest abgehenden Grabens zwischen Pfaffen- und Kronberg und endlich nach dem südlichsten Hause von Giebau[1]) die genau gleiche Fallrichtung wiederum erkennen, sind wir hiermit bereits wieder in das äusserste Gebiet des südostwärts fallenden Devon eingetreten. Sämmtliche drei letztgenannten Aufschlüsse zeigen uns Grauwacke unter denselben Verhältnissen, wie wir sie allenthalben beim Ersteigen der Osthänge des Bielkowitzer Baches wahrnahmen... Wir wandern über die kahle Hochfläche südwestlich, beiläufig längs der angenommenen Grenze von Devon und Culm, weiter. Erst die dem Culm zugehörig betrachteten Schieferbrüche, die sich beim allmäligen Abstieg von der Plateauhöhe gegen das Wirthshaus zur „Oberen Baude" einstellen, unterbrechen die ermüdende Eintönigkeit des durchwanderten Grauwacken-, resp. Höhenlehmbodens. Der erste in der Karte enthaltene Schieferbruch, knapp östlich der Strasse, entblösst sehr steil nordwestfallende Schiefer. Das Streichen der Schichten wechselt ziemlich stark, h 4 mag immerhin vorherrschen. Das so oft trügerische Schichtenaufbiegen der Schiefer gegen die Oberfläche ist auch hier sichtbar. Ein zweiter grosser Schieferbruch befindet sich $2^1/_2$ Kilometer südwestlich von dem ersteren an der steilen Südwand des gegen West abgehenden Schwarzwaldgrabens, an dessen unterem Ausgange

[1]) Der letztgenannte Aufschluss zeigt stark schieferige Grauwacke; die Begehungen über den Galgenberg und Gemeindewald herab zum Bielkowitzer Bach, wo wir zwischen der massigen Grauwacke des Philippsteins und jener bei der Mündung des Schwarzwaldbachs einer analogen gleichstreichenden, gleichfallenden Bildung begegneten, liessen es aber doch unthunlich erscheinen, diese Vorkommen etwa miteinander zu einer eigenen devonischen Schieferlinse zu vereinen.

wir bereits die ostfallende devonische Grauwacke nachwiesen. Auch hier sehen wir den Dachschiefer nach Nordwest, nicht besonders steil, verflächen. Dass dieser Schieferzug ungemein schmal, im besten Falle nicht breiter als 400—500 Meter, lehrt der Abstieg im pittoresken Schwarzwaldgraben, wo wir sofort die grossen Grauwackenblöcke treffen, lehrt ein Gang in der, nahe der Oberen Baude abgehenden grossen Schneisse oder in der Richtung auf Pohorž zu, wo wir nur mehr die verwitterten Stücke der Culmgrauwacke sehen; auch auf das rechte Ufer des Schwarzwaldbaches erstreckt sich gegen den Gemeindewald der Schiefer nur kurz. In den Culm stellen wir aber den Schieferzug in Folge seines, mit diesem concordanten Verflächens. Wir überzeugen uns aber auch von der im Streichen ganz untergeordneten Erstreckung dieser Schieferlinse, indem wir z. B. schon nach kaum $^1/_2$ Kilometer von der Oberen Baude, wo wir noch Schieferterrain unter den Füssen hatten, gegen Südwest bereits im Grauwackengebiet sind. In diesem hat man Gelegenheit, sich von der Anwesenheit vieler Quarzblöcke zu überzeugen, wenn man den Weg westlich zur Seite der Strasse einschlägt, der sodann bei der Unteren Baude auf diese herauskömmt; zumal in einem schmalen Wasserrisse bei der ersten grossen Biegung dieses Waldweges liegen die Quarzblöcke, die Bestandtheile einer Quarzausscheidung der Grauwacke in grosser Masse herum.

In der Streichfortsetzung dieser Nordwest fallenden Culmschieferlinse bei der Oberen Baude nehmen wir noch im äussersten Ende der Strasse vor Dollein, östlich der Strasse, das gleiche Nordwestfallen wahr und haben damit den letzten Anhaltspunkt für die äusserste, Nordwest fallende Culmpartie über dem Ost fallenden Devon gewonnen. Indem wir uns nunmehr in rascherem Tempo dem weiteren Culmgebiete bis herab zum Feistritzthale zuwenden, gedenken wir nur noch einer Schotter-, resp. Sandlage im Walde südwestlich der Unteren Baude, in der Gegend des Waldreviers Lhotka; mit Rücksicht auf die Höhe von über 330 Meter werden wir wohl ein Miocänvorkommen annehmen müssen. Das ganze Strassengebiet abwärts der Unteren Baude zeigt bereits diesen sandigen Boden. Nördlich und südlich von Dollein reichen noch die äussersten Ausläufer des diluvialen Marchlehms an die Hänge des Gebirges herauf; er ist jedenfalls stark mit Bruchstücken des Gebirges selbst erfüllt, nicht lössartig und kann gewiss nicht die Ausdehnung beanspruchen, die ihm die frühere Karte zu Theil werden liess. Der z. B. bereits über den Culmfelsen des Heiligen Berges auf den früheren Karten erscheinende Lehm — bei der Capelle — ist gewiss nur ein eluviales Product des Grundgebirges.

Diese bescheidenen Entblössungen in der Nähe der, weithin in's flache Land sehenden Wallfahrtskirche des Heiligen Berges — knapp nach den östlichsten Häusern des oberen Dorfes steht grobklotzige, massige Grauwacke an — sind auf weite Strecke die einzigen, welche wir in dem Waldgebiete östlich von Dollein und dem Heiligen Berge antreffen. Wir sehen die verwitterte Grauwacke des Culm mit conglomeratischen Zwischenlagen und — am höchsten Punkte hinter der Kirche — einer bedeutenden Menge loser Quarz blöcke. Hier, sowie in den etlichen Aufschlüssen in der Umgegend der Dörfer Weska und Neudörfel — südöstlich von diesem, da wo der Weg sich der

Côte 384 Meter an der Strasse zum Fort Radikau nähert, wiederum viele Quarzblöcke, die wir ebenso auch östlich von Weska finden, da wo der westliche Arm des Strumirschbaches entspringt (d. i. nördlich des Kreuzes bei 414 Meter) —, scheint wohl das bezeichnende Nordwestfallen vorzuherrschen. Es muss aber betont werden, dass die Fallrichtungen ziemlich wechseln, ja dass es manchmal kaum möglich wird, eine Hauptstreich- und Fallrichtung zu erkennen. Dies gilt sowohl von den unscheinbaren Aufschlüssen östlich von Neudörfel, wo die vielen Seitengräben sich vereinen, wie von den schönen Aufschlüssen, welche der Untergrund des Forts Radikau (Südwest der Höhe 434 Meter) darbietet. Die aus dem Waldboden freigemachten Grauwackefelsen, auf welchen das eigentliche in Fels gehauene Fort steht, wie auch jene der äusseren Wallgräben zeigen eine in so grobklotzige und massige Bänke abgesonderte Grauwacke, dass man einen sehr häufigen Wechsel im Streichen und Verflächen constatiren müsste, dergestalt, dass ich diese in dem aufschlussarmen Waldgebiete so seltene Gelegenheit zur Beobachtung kaum zu verwerthen in die Lage kam.

Immerhin erkennen wir in diesem ausgedehnten, sicher culmischen Südwestantheile der Giebauer Hochfläche die völlige Abwesenheit halbwegs bedeutenderer Schieferzwischenlagen; auch in den grossen Aufschlüssen des Forts Radikau lassen sich nur ganz untergeordnet Schieferschmitzen der Grauwacke eingelagert erkennen und ein Gleiches deuten die spärlichen Lesesteine dieses, hier auch im Gebiete der eigentlichen Hochfläche ziemlich gut bewaldeten Gebietstheiles an. In Folge dieser Bewaldung, der Spärlichkeit der Aufschlüsse und Lesesteine ist auch die richtige Kartirung gegenüber dem, in der Gegend von Bukowan (südlich des Heiligen Berges) auf unsere Berghänge sich herüberziehenden Lösslehm schwierig. Immerhin liess sich nach Aufschlüssen, die ich aufzufinden in der Lage war, erweisen, dass die von Wolf hier dem Diluvium eingeräumte grosse Verbreitung nicht den Thatsachen entspricht, dass zumal die von ihm in den Goldgrundwald in der Richtung auf Marienthal hineingezeichnete weite Erstreckung durchaus irrig ist. Ich musste den Lösslehm beschränken auf ein, ein starkes Kilometer im Halbmesser betragendes Kreisstück um Bukowan herum, indem vor allem das Loschauer Thal in einer Reihe von Aufschlüssen das Grundgebirge entblösst. Anstehende, sehr steil, wie es scheint, Südost fallende Grauwacke — mithin eine locale Ausnahme von dem Nordwest gerichteten Verflächen des tiefsten Culm, resp. ein neuerlicher Fall der das Grenzgebiet bezeichnenden Störungen — sehen wir, wenn wir von der Loschauer Mühle nordwestlich aus dem Walde auf die Felder treten. Auf etwas bedeutendere Aufschlüsse stossen wir sodann an der östlichen Thalseite da, wo der Wald zu Ende geht — Wolf's Lössgebiet[1]) — und auf einen grossen Steinbruch am jenseitigen Ufer, wo der Weg von Bukowan nach Gr.-Wisternitz herabkommt (südöstlich von der Côte 275 Meter) und ebenso befindet sich auch noch der Uferrand zur Feistritz herab, bis etwa

[1]) Auch die zerrissenen, wild verzweigten kleinen Schluchten am Buge des Loschauer Thales zum Feistritzthal erweisen sich trotz ihrer lössgelben Farbe und des steilen Schluchtcharakters nicht als Löss.

vis-à-vis vom Bahnhofe, im Culmgrundgebirge; das Einfallen der Schichten ist in den letztgenannten Aufschlüssen wieder regelmässig nach Nordwest. Sehr heikel ist die Frage allerdings im Feldergebiete von Bukowan. Nachdem aber schon einmal die eben erwähnten Aufschlüsse am linken Loschauer Ufer den für das Culm- und Diluviumgrenzgebiet sonst so gerne festgehaltenen Grundsatz: wo Wald, ist Culm, wo er zu Ende geht, beginnt der Löss, durchlöchert haben und ein Gleiches das im III. Abschnitte zu schildernde Gebiet vielfach zeigen wird, werden wir auch hier von diesem Axiom völlig abzusehen haben. In den Gräben, welche vielfach vom Heiligen Berge nach Südwest herabziehen, zumal in der Schlucht zwischen 382 Meter und 319 Meter, sowie im Dorfe Drožděin (soweit es auf Blatt M.-Weisskirchen enthalten) und auch noch beim ersten Anstiege nach Bukowan, bei 282 Meter, allenthalben sehen wir anstehende, wenn auch zerfallende, mürbe gewordene Grauwacke des Culm. Höher hinauf aber, auf der flachwelligen, von Feldern bedeckten Hochfläche um Bukowan hören die Lesesteine gänzlich auf; weiter Lehmboden, soweit das Auge sieht. Aber ebenso sind ja schliesslich auch die Verhältnisse auf der Hochfläche von Giebau etc. und es wäre gewiss nicht zu verargen, wenn man analoger Weise auch in dem hier entwickelten Lehm den nicht umgelagerten Höhenlehm sehen würde. Aber wegen der örtlichen Nähe von den steilen Lehmwänden weiter herab am Fusse des Heiligen Berges ausser Drožděin, sowie mit Rücksicht auf die bereits erniedrigte Höhenlage (277 Meter) mag man hier diluvialen Lehm annehmen. Jedenfalls geht aber aus dieser Betrachtung schon hervor, dass typischer Löss nicht vorhanden ist, sondern jener mit dem Höhen- und Gehängelehm so innig verknüpfte Thallehm, wie wir ihn schliesslich im Beczwathale weit verbreitet finden werden. Wenn nun auch in dem einen, steilwandigen Lehm unmittelbar bei dem Steinbruche am Ende des Loschauer Thales dagegen typischer Löss, und zwar, wie dieser es liebt, unmittelbar angelehnt an den grossen Grauwackenaufschluss zu erblicken ist, könnte ich doch eine Trennung dieses Vorkommens von dem weitverbreiteten nicht lössartigen Lehm nicht durchführen.

Das Loschauer Thal begrenzt den Goldgrundwald und das Goldgrundfloss begrenzt denselben an der anderen, östlichen Seite. Schon im allgemeinen Theile (pag. 175) wurde gesagt, dass mir in diesem Gebiete keinerlei bemerkenswerthe Spur einstiger bergbaulicher Thätigkeit, speciell der sicher gestellten Goldwascharbeiten bekannt wurde. Das einzige verwerthbare Merkmal schien mir einmal der entfernt an Seifenhügel erinnernde buckelartige Charakter des Wiesenbodens im Loschauer Thale auf halbem Wege etwa zwischen der Mühle und dem Thalausgange. Auch diese Vermuthung schien mir bei späterer Begehung irrig.

Indem wir uns den Gang im Feistritzthale selber und längs der mährisch-schlesischen Centralbahn für den Schluss dieses Abschnittes erübrigen, durchwandern wir rasch an der östlichen Abdachung des Giebauer Hochplateaus das Waldgebiet, sind nicht in der Lage, im Hinteren und ebensowenig im Vorderen Jungfernwalde Beobachtungen anzustellen oder im Wrabelwalde, wo wir stets nur nach sehr kärglichen Lesesteinen die Culmgrauwacke erkennen, um erst längs des bei dem

Orte Grosswasser einmündenden, landschaftlich schönen Nebenthales auf grössere Aufschlüsse zu kommen.

Dieselben stellen uns ein Gebiet schwer deutbarer Störungen vor Augen. Nicht die für die Devonculmgrenze bezeichnende Umkehr der östlichen in die westliche Fallrichtung, nicht so sehr das nicht selten daselbst wahrnehmbare Schwanken zwischen diesen Fallrichtungen bezeichnet dieses Gebiet hier, sondern die Streichrichtung selbst ist, wie es scheint, eine andere geworden. Ziemlich hoch oben, auf der Höhe des Plateaus noch, befindet sich südöstlich von Giebau nahe der Waldgrenze ein einzelner grösserer Fels, der von dem weit gedehnten Felderplateau sehr markant sich abhebt. Zwischen dem Mühlberg, von diesem nach Südwest, und dem Kohlgrund[1]) erhebt sich nahe einer sumpfigen Mulde, aus welcher dann der erwähnte Bachlauf weiter seinen Weg nach Südostsüd zur Feistritz nimmt, der einzelne Fels, den kleinere Steinbruchsarbeiten abbauen. Dieser, wie es scheint, auf der Mappirungskarte angemerkte Fels dürfte sich richtig aber etwas südlicher befinden. Vor Allem fällt die ungemein flache Lagerung auf, deren Winkel oft noch unter 20° herabsinkt; das Streichen aber glaubte ich mit h 7—8, die Fallrichtung nach Nordostnord bestimmen zu sollen, das Gestein selbst ist ein typischer gebänderter Schiefer: es wechseln die Lagen schwarzen Thonschiefers mit dem lichten, gelblichgrauen Grauwackenschiefer in den verschiedensten Mächtigkeitsverhältnissen ab. Diese Bänderung verläuft parallel zur Schichtung; daneben ist aber noch eine Schieferung wahrzunehmen, die nach h 1 streicht und steil nach Ost einfällt. Dies ist aber die Richtung, wie sie sonst allenthalben annähernd der Schichtung entspricht. Liegt mithin nicht etwa doch eine Verwechslung von Schichtung und Schieferung vor, so hätten wir somit eine locale Veränderung der Streichrichtung, und zwar in dem Sinne zu verzeichnen, in welchem wir im Gebiete des Hohen Gesenkes des Oefteren Streichänderungen aus der normalen nordöstlichen in die nordwestliche beobachten. Wir hätten hier die Wiederholung jenes Wechselspieles der beiden Streichrichtungen vor uns, welche, wie anderwärts gezeigt wird, in der äusseren Configuration des Hohen Gesenkes eine Rolle spielt, wo der eine Theil der Kammlinien dem südwest-nordöstlichen Streichen, ein anderer dem nordwest-südöstlichen folgt, wo wohl auch eine und dieselbe Kammlinie aus dem einen in das andere überspringt, desselben Wechselspiels, das in den sehr gestörten Gebieten der unterdevonischen Bildungen im Gebiete der Querberggruppe zwischen Würbenthal und Zuckmantel das geologische Schichtenstreichen zu einem so wechselnden gestaltet, welches endlich in dem Verhältnisse von Schichtung zur Schieferung so bedeutungsvoll wird, und welchem wir schliesslich in der Tektonik der Bleiglanzgänge wieder begegneten. Dieses Wechselspiel der beiden Richtungen (es sind diejenigen, die bekanntlich anderwärts als die erzgebirgische und herzynische bezeichnet werden) bleibt natürlich auch dann zu Recht bestehen, falls meine Beobachtung das Streichen der Schichtung mit jenem der Schieferung verwechselt haben sollte. Dann wäre eben ein ziemlich normales

[1]) Gleich dem Kohlgraben, aus welchem Stur (Verh. 1867, pag. 18) Fucoiden erwähnt.

Streichen mit Ostfallen und eine nach h 8 verlaufende Schieferung anzunehmen. Indem ich aber im weiteren Verlaufe des schönen Waldthales, an der Westseite des Langen Bodens, d. i. nach der Einmündung des zweiten Nebenbaches in ziemlicher Höhe des linken Thalhanges eine Felsenpartie sah, die mir gleichfalls annähernd nach Nordwest zu streichen schien bei nicht steilem südwestlichen Einfallen, mag wohl auch für jenen ersten Fels dieses anormale Streichen zutreffen. Zwischen diesen beiden Aufschlüssen mitten innen befindet sich allerdings ein Aufschluss am Thalgehänge, welcher das sonstige Streichen nach h 2 erkennen liess. Indem ich ausser diesen Vorkommen kein analoges fand, kann ich über die Ausdehnung dieser Veränderung im Streichen keine Auskunft geben, umsomehr, als z. B. der durch schönen Hochwald über den Langen Berg (583 Meter) führende Höhenweg keine Aufschlüsse bietet; immerhin ist eine locale Störung und wiederum das Vorhandensein jener beiden bedeutungsvollen Linien uns vor's Auge gerückt. Dass diese Störung sich in der nächsten Nähe der oft gestörten Devon-Culmgrenze befindet, hat ja aus der Schilderung erhellt.

Von dem genannten Mühlberg aus erreichen wir in Kürze das Gebiet, in welchem wir zuerst das Westfallen der Culmschichten erkannten und schliessen, indem wir von diesem zum Feistritzthale absteigen, mit diesem unsere Schilderung, wobei wir endlich Gelegenheit finden, die für die Stratigraphie als wichtig hingestellten Conglomerate in der Nähe der Culmgrenze kennen zu lernen.

Dass die Feistritz in ihrem ganzen Verlaufe auf Blatt Mährisch-Weisskirchen nur im Culmgebiete fliesst, das sie knapp vor dem Uebertritte in dieses Blatt erreicht, wurde schon erwähnt.

Ebenso wurde schon gesagt, dass die Schiefer des Domstadtler Zuges am linken Feistritzufer Ostfallen zeigen, die Schiefer und die sie begrenzende Grauwacke am anderen noch das Westfallen, dass aber die Aufschlüsse des linken Ufers zu spärlich sind, um mit Bestimmtheit den antiklinalen Bau dieses Schieferzuges behaupten zu können. Der Weg durch das landschaftlich so schöne Flussthal wird dieses Verhältniss als das, wenn auch keineswegs ausschliessliche, so doch vorherrschende auch weiter erkennen lassen. Es fliesst die Feistritz in denjenigen Theilen ihres Laufes, in denen sie genau im Schichtstreichen ihren Weg nimmt, im Scheitel einer Culmantiklinale.

Die mächtigen Grauwackenbänke bei der Station Domstadtl, linkes Ufer, fallen flach in Ost ein. Unmittelbar darauf folgt allerdings eine Strecke, für welche dieser regelmässige Bau nicht zutrifft, das Gebiet der Conglomerate. Hier kehrt sich das in der Gegend des westlich so nahen Hammerberges noch wahrgenommene Westfallen bereits am rechten Ufer in das östliche. Das Conglomerat erreichen wir, nachdem wir bald nach der Flussübersetzung der Eisenbahn bei dem Wächterhause zwischen Hof- und Hammerberg die Grauwacke verlassen haben, die hier etwa h 4 streicht und nach Südost ziemlich steil einfällt. Die grobkörnigen Conglomerate erscheinen zuerst der Grauwacke zwischengelagert, um bald, etwa 3—400 Meter mächtig, ausschliesslich zu herrschen. So wie wir vorher die Grauwacke an beiden Ufern — am linken mit einer Schieferzwischenlage — sahen, so können wir nunmehr das grobe Conglomerat auch auf beiden Ufern verfolgen. Am

rechten bildet es u. A. auch den grossen Fels, der aus dem steilen Waldgehänge weit vorspringend, einen so schönen Ausblick auf das tief liegende Feistritzthal gestattet. Von da können wir im Südweststreichen das Conglomerat gegen den Niederberg zu wenigstens in Lesesteinen verfolgen. Solche liegen in grosser Zahl z. B. ungefähr bei der Abzweigung der beiden Wege, die den Niederberg nordwärts umfassen, hier schon ausser dem Waldgebiete, herum. Ueber das Nebenthal südwestlich des Niederberges hinweg konnte ich das Conglomerat nach Südwest zu nicht verfolgen und wie die oben gegebene Schilderung lehrte, trafen wir in der Streichfortsetzung dieses äussersten südwestlichen Vorkommens (gegen die eigentliche Hochfläche von Giebau) keinerlei Anzeichen dieses stratigraphisch wichtigen Conglomerates. Am linken Ufer lässt sich dasselbe zunächst nur eine kurze Strecke gegen den Hofberg verfolgen. Aber im Weiterstreichen nach Nordost treffen wir nach kurzer Unterbrechung wieder darauf. Etwa ein Kilometer nordöstlich vom Hofberg, an dessen Südwestfusse das Conglomerat noch sichtbar war, tritt die Strasse Domstadtl-Liebau mit grosser Biegung in den Breiten Busch ein. An dieser Waldlisière südlich der nach Südwest geöffneten Strassenbeugung liegen so viele Blöcke des groben Conglomerates herum, dass man wohl berechtigt ist, dasselbe hier auch als anstehend zu betrachten. Wir können die losen Blöcke von hier aus dann in nordöstlicher Richtung, z. B. an dem die nächste Strassenbeugung abschneidenden Fusswege, bis gegen die Höhe 550 Meter verfolgen. Und am nördlichen Ende des Breiten Busches treffen wir die Conglomerate wieder an: etwa in der Gegend der Höhe 597 Meter befinden sich grosse Blöcke in ziemlich bedeutender Masse. Damit sind wir wieder an der Nordgrenze des Kartenblattes angelangt und es erübrigt mir nur noch darauf hinzuweisen, dass ich ein Jahr zuvor in dem südlichsten Theile des anstossenden Blattes Freudenthal, in der Gegend des Steckenbaches (nur $^1/_2$ Kilometer vom Nordrande des Breiten Busches entfernt) das gleiche grobe Basisconglomerat des Culm auffinden konnte.

Die Mächtigkeit dieses vom Niederberge bis zum Steckenbache, d. i. $5^1/_2$ Kilometer, mit so geringen Unterbrechungen verfolgbaren Conglomeratlagers ist wohl stets nur als eine nicht bedeutende zu bezeichnen. Sie wächst aber, wenn wir an zwei Stellen ein zweites, parallel verlaufendes Lager des gleichen Conglomerates beobachten können, von dem ersten durch eine einmal $^1/_2$ Kilometer, das anderemal $1^1/_2$ Kilometer breite Schieferzwischenlage getrennt. Die Feistritz entblösst die kurze Strecke weiter thalabwärts dasselbe in schönster Weise. Innerhalb des gegen die Seibersdorfer Mühle ausgebauchten starken Ostbuges des Flusses und des gleichsinnigen Bogens, in welchem die Centralbahn angelegt ist, treffen wir das Conglomerat. Mächtige Bänke desselben fallen unter ziemlich flacher Neigung hier gegen Südost ein (Streichen h 3—4).[1] Die Mächtigkeit mag hier $1^1/_2$ Kilometer betragen, indem auch der Eisenbahntunnel, welcher gegenüber der Seibersdorfer Mühle mündet, durchwegs das Conglomerat

[1] A. W. Hruschka, der 1850 des Conglomerates Erwähnung thut, gibt die Streichrichtung mit h 9—11, die ich an keiner Stelle wahrnahm; a. a. O. pag. 572.

durchfährt. Und umgeht man den Tunnel über Tag, so beobachtet man allenthalben die Felsbuckel des anstehenden und die vielen massigen Blöcke des zerfallenen Conglomerats. [1]) An einer Stelle ist diesem mächtigen Lager eine ganz schmale Schieferschichte zwischengelagert, die in einem, auf der Specialkarte eingetragenen Dachschieferbruche abgebaut wird. Wir beobachten völlige Concordanz von Schiefer und Conglomerat; nur ist wie gewöhnlich der Einfallswinkel des Schiefers steiler als der des Conglomerats. Auf dem linken Feistritzufer ist die Mächtigkeit desselben eine geringere, und lange, ehe nach Nordost Seibersdorf erreicht ist, hat das Conglomerat aufgehört. Grauwacke steht allenthalben an, ehe noch das Dorf erreicht ist. Einzelne Blöcke verrathen aber am nordöstlichen Ende des langen Dorfes eine andeutungsweise Fortsetzung dieses zweiten Conglomeratlagers.

Indem wir dieses verlassen, gelangen wir an der Feistritz, also südlich der Seibersdorfer Mühle, wieder in Schiefer. Nur durch die letzte Conglomeratlage getrennt, mag dieser nunmehr zu besprechende Zug mit den erwähnten Schiefern zwischen den zwei Conglomeratlagern zu einem vereint werden.

Die Erstreckung dieses Schieferzuges, nennen wir ihn den Schieferzug der Seibersdorfer Mühle, scheint nordöstlich mit dem Steinbruche südlich der Strasse Domstadl-Herlsdorf, da, wo diese die Höhe der europäischen Wasserscheide (westlich von 616 Meter) erreicht, zu Ende zu gehen. Der hier aufgeschlossene Schiefer zeigt schon die starke Vermengung mit Grauwacke, die dann über Herlsdorf hinaus in Bruchstücken herrscht. Südwestlich, also am rechten Ufer, mag der Schieferzug über den Koppenberg (an dem nördlichen Waldrande mit dem Ost-Südostfallen aufgeschlossen) bis westlich der Herrenmühle reichen; der steile Weg von dieser nach Giebau entblösst aber noch vor dem Verlassen des Waldes die dann weiter herrschende Grauwacke. Uebergangsglieder von Schiefer und Grauwacke bezeichnen wieder die Grenze. Südwärts ist die Begrenzung nicht ganz leicht, indem hier zwischen diesem Schieferzuge und dem bald darauf folgenden von Grosswasser zumeist die Uebergangsglieder herrschen, während die typische Grauwacke mehr zurücktritt. Immerhin mag etwa mit dem Tunnel südlich der Herrenmühle die Grenze verlaufen, die dann an den Hängen östlich der Macklmühle gegen das Gebiet zwischen Seibersdorf und der Mühle zuläuft. Hier, sowie an den Hängen zum Glasbusch mag wieder die Grauwacke herrschend werden.

In diesem also beiläufig umgrenzten Schieferzuge fand ich im Dachschiefer, noch nicht weit entfernt vom südlichen Mundloche des erwähnten Tunnels bei der Seibersdorfer Mühle, an dem zum rechten Thalhange hinaufführenden Wege etliche Pflanzenreste, die allerdings eine nähere Bestimmung nicht zuliessen; es waren Stengelreste. Es mag dieser neue Fundpunkt direct gegenüber liegen jenem von Hruschka [2]) bekannt gemachten und von Stur [3]) erwähnten, am anderen Feistritzufer bei der Seibersdorfer Mühle, den ich übrigens auch auf der Auf-

[1]) Manchmal mit wasserhellen Quarzkrystallen und Eisenglanztafeln.
[2]) a. a. O. pag. 572.
[3]) D. Stur, Culmflora; a. a. O. pag. 95.

nahmskarte Wolf's markirt sehe. Nach Hruschka's Beschreibung sollte zwar der von ihm entdeckte Fundort am „rechten Ufer" sich befinden; indem er aber auch die Seibersdorfer Mühle als am „rechten Ufer" befindlich erwähnt, ist ihm jedenfalls eine Verwechslung vom rechten mit dem linken Ufer untergekommen. Uebrigens ist auch das Gestein des von mir aufgefundenen Fundortes echter, schwarzer Dachschiefer, während dasjenige des alten Fundpunktes ein heller Grauwackenschiefer ist. Indem ich von dieser letzteren Stelle am linken Ufer nichts sammeln konnte, verweise ich auf die von Stur bekannt gemachte Ausbeute dieses Fundpunktes, die übrigens nur etliche, dem ganzen Culm treue Pflanzen und Annelidenfährten umfasst. Eine derartige Fährte wird von Stur übrigens auch von einem anderen, nicht näher angegebenen Punkte südlich von Domstadtl angeführt; auch ich wüsste nach meinen Beobachtungen nichts über die genauere Lage dieses Punktes zu sagen. Wenn Melion endlich mit der Bezeichnung „von Domstadtl" noch Calamiten, also jedenfalls den *Archaeocalamites radiatus Bgt.* erwähnt[1]), so dürften hiermit solche von der Seibersdorfer Mühle gemeint sein.

Innerhalb dieses ganzen Schieferzuges beobachtete ich im Allgemeinen Südostfallen, am linken sowohl wie am rechten Ufer[2]): ich nenne neben dem schon erwähnten nördlich des Koppenberges die Schieferaufschlüsse am rechten Ufer beim Ausgange der vom Koppenberge herabkommenden Schneisse — die ganze Bahnstrecke am Ostfusse des Koppenberges bietet eigentlich Aufschlüsse —, am linken Ufer oberhalb der Macklmühle (für Schiefer nicht sehr steil, 40° Südost fallend), dann unterhalb der Herrenmühle, da wo die Bahn auf hoher Brücke das Feistritzthal nach dessen starkem Westbuge übersetzt (gleichfalls nicht steiles Südostfallen). Auch die wohl als dem Schieferzuge eingeschaltet zu betrachtende Grauwacke am linken Ufer, gegenüber dem Wächterhause zwischen der Seibersdorfer und Macklmühle zeigt das gleiche tektonische Verhalten, wenn man es nicht vorzieht, diesen Grauwackeaufschluss bereits zu der den Schieferzug begrenzenden Grauwackenpartie zu rechnen und an dieser Stelle mithin den Schieferzug gar nicht auf das linke Ufer reichen zu lassen; wo es sich, zwischen Seibersdorf und der Mühle, gewiss um die angrenzende Grauwacke handelt, sehen wir dasselbe Südostfallen.

Nur an einer Stelle dieses Schieferzuges, westlich der Herrenmühle, ehe auf dem sich zwischen Spitz- und Mühlberg über den Hang hinschlängelnden Wege nach Giebau die westliche Grauwacke erreicht ist, beobachtete ich in beschränktem, vielleicht nicht ganz sicheren Aufschlusse das so oft für das rechte Feistritzufer bezeichnende entgegengesetzte Einfallen nach Nordwest. Endlich zeigte ein Eisenbahnaufschluss, wo die zweite, nördliche Schneisse vom Koppenberg herabkommt, ein etwas abweichendes Streichen, das ich der Vollständigkeit halber nicht übergehe: h 6 bei südlichem Einfallen.

---

[1]) III. Jahresbericht des Wernervereines. 1853, pag. 33.

[2]) Gleich wie beim Conglomerat; denn ein in demselben, resp. der nördlichen conglomeratischen Grauwacke bei der Hüttenmühle beobachtetes Nordwestfallen blieb unsicher.

An fortlaufenden Felsaufschlüssen führt uns der Fluss südlich des grossen Buges unterhalb der Herrenmühle vorüber. Es sind meist schieferige Grauwacken, Verbindungsglieder, welche den Schieferzug der Seibersdorfer Mühle verbinden mit dem folgenden von Grosswasser. Wir beobachten ausnahmslos das nach Südost gerichtete Einfallen des Ostschenkels der ersten Culmantiklinale. Die Aufschlüsse an der Eisenbahn, die hier durch mehrere Tunnels führt und uns den Bau des rechten Ufers kennen lehrt, lassen nach meinen Einzeichnungen auch kein anderes Verflächen ersehen (vergl. die Bahneinschnitte zwischen der Schmeiler Mühle und dem nördlich nächsten Tunnelmundloche). Südwestwärts reicht die Grauwacke zu dem bereits kennen gelernten Grauwackengebiet südöstlich von Giebau. Nordöstlich reicht sie westlich vom Hutberg über den Glasbusch und Wachberg hinauf.

In der Gegend der Schmeiler Mühle kommen wir wieder in typischen Dachschiefer; derselbe muss vereinigt werden mit den ziemlich weit auseinander liegenden Schiefervorkommen von Grosswasser, Schmeil und Liebau, indem sich zwischen diesen eine ungezwungene Verbindung nachweisen lässt, so dass wir hier zum erstenmale einen auf viele (20) Kilometer verfolgbaren Schieferzug vor uns haben, nach dem ziemlich genauen Mittelpunkte als jener von Liebau benannt. Im Feistritzthale stehen wir am Beginne desselben; seine weitere Erstreckung wird uns später beschäftigen.

Von der Schmeiler Mühle verfolgen wir den Schieferzug nordöstlich auf Schmeil zu, wo nordwestlich vom Hutberggipfel ein Schieferaufschluss die Grenze gegen die eben besprochene Grauwackepartie bezeichnet. Von Schmeil springt bereits am nördlichen Hange des Thalweges, der zum Lichnitzbache führt, Grauwacke in den Verlauf unseres Schieferzuges vor, die auch noch den untersten östlichen Hang des Eschenkammes bildet, worauf aber bald der Schiefer, der von der Macklmühle an im Lichnitzthale zu verfolgen war, wieder sich einstellt und durch zwei, auf der Specialkarte enthaltene, übrigens ganz unbedeutende einstige Brücke aufgeschlossen ist. Noch vor der Dorfgrundmühle ist die äusserste Mächtigkeit des Schieferzuges erreicht, dessen Grenze gegen die nun folgende Grauwacke wir von hier knapp vor dem südlichen Waldrande des Eschenkammes, vorbei an dem grossen Schieferbruche zwischen diesem und der Eschenlahn [1]) zur Feistritz verfolgen. Nur die untersten Hänge des linken Feistritzufers von der Station Grosswasser abwärts, auf das Nordende des Schwarzwaldes zu, setzt der Schiefer zusammen, während höher hinauf bereits die Grauwacke erscheint. Am rechten Ufer mag der Schiefer als ganz schmaler Saum im Süden oberhalb der Mühle von Grosswasser beginnen, längs der Bahnstrecke zweimal, sodann in dem grossen Schieferbruche [2]) und an der Strecke bis gegen das Jägerhaus wiederum zweimal aufgeschlossen. Hier tritt er gänzlich auf das linke Ufer in der Richtung auf die Schmeiler Mühle zu, während das Feistritzthal selbst hier Grauwackebildungen, die bei dem Jägerhause söhlig liegen, entblösst.

---

[1]) Von Stur (a. a. O. pag. 95) als der Steinbruch vom Puhustein bezeichnet; eine auf den Karten fehlende Benennung.

[2]) Stur's Steinbruch am Wachhübl.

Von diesem eben genannten Jägerhause erscheint das oben hervorgehobene regelmässige Verhältniss zwischen rechtem und linkem Ufer deutlicher hervorzutreten. Die genannten Bahnaufschlüsse — oberhalb und knapp unterhalb der Station Grosswasser — zeigen Nordwest fallende Schichten bei regem petrographischen Wechsel und ein Gleiches zeigen die späteren zwei Bahnaufschlüsse im Orte, während im grossen Schieferbruch allerdings wieder Ostfallen, aber mit ungemein kleinem Winkel herrscht, Ostfallen, respective Südostfallen, das die flussaufwärts über dem Jägerhause befindlichen Aufschlüsse ausserhalb des Schieferzuges gleichfalls darbieten.

Alle erwähnten Aufschlüsse des linken Ufers und jene des Lichnitzthales aber lassen Südostfallen erkennen (mit Winkeln von 45 bis 60°) und concordant hiermit verflächt auch die vom Schmeilerweg in's Lichnitzthal vorspringende Hangendgrauwacke (Aufschluss im Lichnitzthal, östlicher Hang, ehe bachaufwärts der erste kleine Schieferbruch erreicht ist). Nur der ziemlich vereinzelte Aufschluss nordwestlich vom Hutberg (nordwestlich von Schmeil) lässt ein sehr steiles, westliches Einfallen erkennen. Wenn nach diesem vereinzelten Aufschlusse ein Urtheil möglich ist, wäre das Nordwestfallen hier an der äussersten Grenze des Schieferzuges correspondirend mit jenem an der gleichen äussersten Grenze im Südwesten in Grosswasser, so dass demnach der antiklinale Aufbau dieses Schieferzuges sich ergeben würde. Inwieferne endlich die Streichänderung, die ich am Nordende des Schwarzwaldes in dem, halbinselartig weit in die Feistritz vorspringenden Zipfel wahrnahm — da wo ich das südwestliche Ende des Schieferzuges supponirte — local oder im Baue selbst begründet, kann ich wegen der isolirten Lage dieses Aufschlusses nicht entscheiden.

Der Schiefer zeigt allenthalben Transversalschieferung, in den zwei grossen Brüchen wird Klotzschiefer abgebaut. Von jenem am linken Ufer erwähnt Stur *Posidonomya Becheri Br.*

Wohl zeigen die nun vom Nordende des Schwarzwaldes folgenden Gehänge der Feistritz an manchen Stellen noch Schiefereinlagerungen; aber eigentliche, halbwegs weiter über den Bereich der Hänge verfolgbare Schieferzüge konnte ich nicht mehr beobachten. Der Schieferreichthum des oberen Feistritzthales macht nunmehr der herrschenden Grauwacke Platz oder doch einer Grauwacke mit nur vereinzelten Schieferschmitzen, gebänderten Schiefern etc.

Für die Tektonik dieses Gebietes ist die schon in den Aufschlüssen oberhalb Grosswasser wahrnehmbar gewesene sehr flache Lagerung bezeichnend. Man vergleiche die Bahnaufschlüsse bei der Station Hombock, ferner zwischen dieser und dem weit entfernten gleichnamigen Dorfe, sowie die Aufschlüsse an der anderen Thalseite längs der Strasse. Zugleich sehen wir hier die Schichten am rechten Feistritzufer im Allgemeinen sich westlich neigen (ein zwischengelagerter Schiefer südlich der Ausmündung des Sturmirschbaches macht wohl eine Ausnahme), jene am linken Ufer in entgegengesetzter Richtung. Besser als dieser Schiefer lässt sich jener ausscheiden, welcher am linken Ufer bereits nördlich desjenigen Nebenthales aufgeschlossen ist, welches den

Schwarzwald im Süden begrenzt, und der auch den zwischen diesem und dem nächsten Paralleltal des Tiefen Grundes befindlichen Terrainabschnitt zusammensetzt und da wohl auch auf das rechte Ufer übergreift mit stets gleichbleibendem, sehr schwachen Ost- und Südostfallen. Jedoch eine Begehung dieser Thäler bergwärts gegen die kahle Hochfläche von Epperswagen lässt nur mehr Grauwacke sehen. Doch dauert die Schieferentwicklung des unteren Hanges am linken Ufer noch weiter südlich bis Marienthal fort: südlich der letzten Häuser von Hombock ein grösserer Bruch und der eigenthümliche Bahneinschnitt bei der Haltestelle Marienthal (südöstliches Verflächen). — Es ist dieser Schieferzug von Hombock einer der schmäleren und weniger ausgedehnten. Von Hombock wie von Grosswasser stammen Albitdrusen.

Da, wo der Strumirschbach zu dem hier schon breiteren Feistritzalluvium herabkommt, dann bei der Einmündung des erwähnten südlichen Grenzthales des Schwarzwaldes und endlich (wieder am rechten Ufer) beim Ausgang des von den Jungfernwäldern kommenden Baches befinden sich Lehmaufschlüsse, sämmtlich an die nördliche Bergflanke angelehnt. Finden sich wohl auch keine Lösschnecken, so wird man doch mit Rücksicht auf die besonders bei dem Vorkommen am linken Ufer gut sichtbare Wandbildung und die spärlichen Lösskindel, die ich im südlichsten sah und trotz der, wohl durch Regen etc. einverleibten Culmbruchstücke echten Löss annehmen müssen, dem aber eine grössere Verbreitung gewiss nicht zukommt.

Das Thal wird breiter, interesseloser, die Aufschlüsse werden an Fluss- und Bahnstrecke seltener, der Wald hört zunächst am linken, bei der Petermühle auch am rechten Ufer auf. Wir erkennen nur von der Bahnstrecke aus, bald nach dem Waldende am linken Ufer ostfallende Grauwacke, am selben Ufer auf halbem Wege zur Petermühle aber westnordwestliches Fallen, wie wir es sonst und auch jetzt wieder in den letzten, südwestlichsten Theilen des Goldgrundwaldes am rechten Ufer wahrnehmen. Es schliessen sich diese bescheidenen Aufschlüsse des rechten Ufers jenem grösseren gleichsinnigen an, den wir von dem Ausläufer des Giebauer Plateaus, vom Heiligen Berge kommend gegenüber von Gr.-Wisternitz bereits beobachteten. Hier tritt dann das Feistritzthal hinaus in die Marchebene, unsere Wanderung ist beendet. Sie hat uns von den einstigen Blei-, resp. Silberbergbauen (siehe oben pag. 171), welche sich an verschiedenen Punkten des durchwanderten Thales befanden, nichts kennen gelehrt, ganz so wie wir im Goldgrundwalde vergebens den Spuren der einstigen Goldwascharbeit nachgingen. Das Stollenmundloch bei der Mühle oberhalb der Fabrik Hombock, sowie die Stollenbaue, in welchen sich heute die Keller der Blechwaarenfabrik Moravia in Marienthal befinden, sind die einzigen bescheidenen Ueberreste der einstigen Thätigkeit. An all den anderen, oben genannten Punkten einstigen Bergbaues, an denen wir im Verlaufe unserer Wanderung vorüberkamen — Tiefer Grund, Petermühle, Bukowan etc. — ist heute nicht mehr die geringste Spur einstiger Arbeiten zu sehen.

II. Die Plateaulandschaft östlich der Feistritz mit dem Odergebirge und dem Steilabfalle zur Beczwa-Oderfurche.

(Das Flussgebiet der Oder.)

Der Oberlauf der Oder, die quellabwärts bis nördlich von Rudelzau in einem freundlichen Thälchen ziemlich parallel dem Streichen der Schichten verläuft, um von da in einem quer darauf verlaufenden einsamen Thale dem Kuhländchen zuzustreben, wo die Oder wieder genau parallel dem Schichtstreichen die Grenze der mährisch-schlesischen Sudeten bildet, dieser Oberlauf der Oder trennt das Hochflächengebiet von Liebau-Waltersdorf von jenem von Bodenstadt-Sponau ab, während der äusserste Blattantheil zum Plateaugebiet von Wiegstadtl gehört. Das erstere stellt das Gebiet der europäischen Wasserscheide dar bis da, wo dieselbe, die bis nun über ein breites Wiesen-, Busch- und Feldgebiet sich hinzog, höher ansteigend als düsteres Waldgebirge die Quellen der Oder in sich birgt und mit ihrem bogenförmigen Verlaufe die zwei genannten Plateaulandschaften vereint. Es ist dies das Odergebirge, welches zumal von Süd gesehen, in Folge des Steilabfalles zu der flüchtig erwähnten Tiefenlinie von Gr.-Aujezd, als bedeutsamer Factor in der Physiognomie unserer Landschaft erscheint, während es nordwärts in Folge des allmäligen Ueberganges zu den beiden Plateaulandschaften für die Physiognomie des Gebietes ohne Einfluss ist. Dass die europäische Wasserscheide, nachdem sie das Odergebirge verlassen, weit weniger kenntlich, stark verschmälert und mit ganz unregelmässig hin und her springendem Verlaufe über Hänge dahinzieht, Thäler überschreitet, um allmälig immer mehr erniedrigt im einstigen Oder-Beczwacanale mit nur 310 Meter heute die beiden Fluss- und Meeresgebiete zu trennen, wurde schon erwähnt.

Aber auch noch andere Thalläufe zerstückeln diese beiden Hauptplateaus: der Liebauer Bach das erstgenannte, der Bleisbach, der Latscherbach u. a. die zweite Plateaulandschaft.

Wir knüpfen an die Schilderung des Feistritzthales an und verfolgen die hier beobachteten Culmglieder in ihrem Streichen nach Nordost, beziehungsweise Nordostnord.

Bereits ist uns der Verlauf des Schieferzuges von Domstadtl bekannt: am Südostfusse des Polzerberges fällt der am rechten Feistritzufer durchwegs westfallende Schiefer ostwärts, mit ihm die südwärts folgende Grauwacke (Bahnhof). Bekannt ist uns der Gesammtverlauf des Conglomerates, resp. der beiden Lagen zum Breiten Busch etc. (pag. 234) und des Schieferzuges von der Seibersdorfer Mühle, worauf wir dann südwärts wieder in Grauwacke kamen (die schönen Felsen südwestlich von Seibersdorf). Die Schieferzüge haben sich ausgekeilt, wie sie aus den Gehängen des Feistritzthales, das ja zu so grossem Theile im Schiefergebiete verläuft, in's Gebiet der breiten europäischen Wasserscheide gelangten. Es braucht aus dem Umstande, dass hier eine mächtige Entwicklung von Höhenlehm[1]) uns fast keine Lesesteine, kaum

[1]) In der Gegend von Herlsdorf wird dieser Höhen- und geneigte Wiesenlehm mehrfach abgebaut (Ziegelschläge befinden sich im südlichen Thälchen östlich und

Bröckchen und Krümchen sehen lässt, nicht zu folgen, dass dieses „Auskeilen" lediglich auf Grund ungenügender Beobachtung angenommen wird; denn die nun folgenden zwei Schieferzüge lassen sich ganz wohl auch quer über das Wiesen-, Waldbusch- und Sumpfgebiet des breiten Rückens der Wasserscheide verfolgen, wie wir ja im nördlichen Gebiete derselben an zwei Stellen auch die Ueberbleibsel grösserer Quarzlinsen wahrnehmen können (Ende des Thälchens von Herlsdorf gegen den Breiten Busch und zwischen den zwei Kreuzen am Weg von Seibersdorf nach Liebau). Der erste Schieferzug, welchen wir weiter verfolgen können, ist der an der Feistritz südlich der Schmeiler Mühle aufgeschlossene. Der erwähnte Aufschluss nordwestlich des Hutberggipfels, im Gebiete des wasserscheidenden Rückens und Aufschlüsse in Schmeil — zugleich wird die Breite des Zuges hierdurch markirt — stellen die Verbindung her mit bescheidenen Schieferentblössungen südwestlich von Drömsdorf und den grösseren Brüchen bei Liebau, wo auch die Mächtigkeit eine grössere wird, indem nordwestwärts Aufschlüsse bis ziemlich nahe an Herlsdorf reichen und die Ostgrenze etwa noch über 1 Kilometer östlich von Liebau verläuft.

Liess sich in der Breite Hutberg-Schmeil allenfalls ein antiklinaler Aufbau des Schieferzuges annehmen — dort 80° westnordwestfallende, hier, d. i. am Wege knapp südwestlich von Schmeil zur Feistritz, gleichfalls steil südostfallende Schiefer — in der besser aufgeschlossenen Gegend von Liebau sieht man einheitlich nach Südost verflächende Schiefer. Der Winkel des Verflächens aber ist ein verschiedener; die Aufschlüsse an den Hängen der Thäler, an deren Vereinigung Liebau liegt, weisen fast durchwegs ein flaches Einfallen auf, jene weiter nordwestlich gegen die Höhen ein steileres. Die zwei Schieferbrüche an der Westseite von Drömsdorf, wo ein dickplattiger Schiefer höchstens 40° einfällt, Aufschlüsse am Ostfusse des Stadtberges von Liebau und am Nordfusse der Wolfsberghöhe sowie besonders am linken Ufer des Liebauer Baches nördlich der Abzweigung der Strassen nach Bautsch und nach Bärn lassen dieses flache Südostfallen erkennen, während die nordwestlich gelegenen Brüche — jene nördlich des Weges Liebau-Seifersdorf und an der Strasse nach Herlsdorf[1]) bald nach dem Austritt aus der Stadt — ein gleichgerichtetes, aber weit steileres Verflächen erkennen lassen; der äusserste nordwestliche Schieferaufschluss gegenüber dem Ziegelschlag östlich von Herlsdorf am Nordrand der Strasse lässt neben der, nur mehr 45° steilgestellten Schichtung eine sehr täuschende fast senkrecht gestellte Klüftung erkennen, die, wie sonst, nach h 8 zu streichen scheint. Diese für die Umgebung von Liebau bezeichnende flache Lagerung der Schiefer hat es wohl auch mit sich gebracht, dass hier der Schieferzug eine bedeutendere Breite besitzt als unten im Feistritzthale; dass ihm übrigens dann und wann auch Grauwacke eingelagert ist, zeigt der zweite Aufschluss am Wege Liebau-Seibersdorf, wo bald nach den letzten Häusern des Städtchens und nach einem kleinen Schieferbruche dickbankige Grauwacke mit gleicher Fallrichtung

in jenem westlich des Dorfes). Stets ist es ein graugelber, oft lettig anzufühlender Lehm, mit sparsamen, scharfkantigen Bruchstückchen des Grundgebirges.

[1]) Aus dem mittleren Bruche an der Westseite der Strasse nach Herlsdorf stammt der (pag. 155) erwähnte Orthoceras.

ansteht. Zumal am Wege nach Reisendorf werden die Uebergangsglieder in die Grauwacke häufig.

Wir verfolgen den Zug weiter, der sich in der Richtung auf Altwasser zu verschmälern und mehr gegen Ost zu wenden scheint. Aufschlüsse bezeichnen seine Ostgrenze im Anfange des Weges von Liebau nach Kriegsdorf, deren zweiter, letzter Aufschluss ein (nur locales?) Nordwestfallen zeigt. Nordwestlich von Altwasser gegen den (auf Blatt Freudenthal enthaltenen) Seifenberg sind wir schon im Grauwackegebiet, während der Bruch bei der Lasenmühle westlich von Schönwald den westlichen Beginn des Schieferzuges bezeichnet, dessen Breite vielleicht durch das zweite Kreuz südöstlich von Altwasser gegeben werden mag, indem südlich von diesem neben einzelnen Conglomeratblöcken bereits die Grauwacke vorherrscht.

Ueber den Bau dieses Theiles ist keine sichere Beobachtung anzustellen. Das einmalige Nordwestfallen ward erwähnt von der östlichen Grenze und von einem Aufschlusse knapp westlich der Windmühle, südwestlich von Altwasser muss ich gleichfalls noch ein Westfallen anführen, so dass der Schieferzug, der im südwestlichen Anfange (Huthberg-Schmeil) vielleicht einer Antiklinale entsprach, im grössten sonstigen Theile aber aus regelmässig nach einer Richtung (Südost) geneigten Schichten bestand, hier nun muldenförmig gelagert erscheint, indem der grosse Bruch bei der Lasenmühle südöstliches Einfallen entblösst, während die eben genannten Aufschlüsse an der Ostgrenze so gut wie die Schiefer in Schönwald nach Nordwest verflächen. Wir ersehen, wie schwierig es ist, die Tektonik der Schieferzüge zu deuten. Die sehr flache Lagerung der Schiefer kann natürlich für die eine so gut wie für die andere Deutung herangezogen werden, ist also ziemlich bedeutungslos. Die bedeutenden Quarzmassen südwestlich des Klosters von Altwasser seien noch erwähnt und hinsichtlich der fraglichen Bergbaureste von Altwasser habe ich dem oben (pag. 175) schon Gesagten nichts mehr beizufügen.

Indem wir bei unserer Wanderung durch das Feistritzthal nur mehr der einzigen Schieferlinse von Hombock begegnet sind, deren Begrenzung wir dort erledigen konnten, mithin keiner der dort kennen gelernten Züge weiter zu verfolgen ist, verbleiben wir gleich in der Umgebung von Altwasser, um Andeutungen eines, wie es scheint, von dem eben beschriebenen Zuge durch eine allerdings nur schwache, aber allenthalben erkennbare Grauwackenpartie getrennten Schieferzuges kennen zu lernen, der in seinem weiteren Verlaufe auf Blatt Freudenthal die bekannten Blattelschieferbrüche von Altendorf enthält.

Gehen wir von Altwasser über das Wallfahrtskreuz südlich hinaus, so gelangen wir an den oft erwähnten Zwischengliedern sowie losen Conglomeratblöcken — in der Mitte zwischen dem zweiten Kreuze und der Côte 479 als kaum cartirbares Band — vorüber, entsprechend der Grauwacke, wie sie auch östlich der zwei Schieferaufschlüsse am Wege Liebau-Kriegsdorf herrscht. Bei der Einmündung des Altwasserbaches in den Bartelsgrund steht aber wieder Dachschiefer an, der übrigens ein anormales Streichen nach Nordwestnord zu besitzen scheint bei östlicher Schichtenneigung. Ebenso treffen wir Schiefer vorherrschend in dem Waldbuschgebiete zwischen dem Hennefeld und

Hasengrund gegen das Oderthal in jedenfalls nur schmalem Ausmasse, indem noch westlich von der Höhe 613 Meter die Grauwacke aus der Umgebung des Wallfahrtskreuzes von Altwasser herrscht — auch hier, in den Waldbüschen nordwestlich des Hasengrundes zugleich mit losen Conglomeratblöcken — und an der Oder beim Nordende von Kriegsdorf auch Aufschlüsse in der Grauwacke sich finden, die, beide am selben linken Oderufer nahe bei einander gelegen, einmal Ost- (gleich bei den nördlichsten Häusern), einmal Westfallen (bei dem nördlich folgenden Kreuze) zeigen und Grauwacke endlich auch flussabwärts am gleichen Ufer bei Richtersmühle, sowie in der Flussenge unterhalb der Neumühle bei der allmäligen Umbeugung der Oder aus der bisherigen Nordost- in die Südostrichtung erscheint. Den schmalen Schieferzug innerhalb der herrschenden Grauwacke erkennen wir sodann aber am rechten Oderufer gegenüber den beiden Mühlen zum Mühlbusch zu wieder und von hier kaum ein Kilometer entfernt folgen bei der Altendorfer Mühle und in Altendorf selbst — Blatt Freudenthal — die Schieferbrüche, deren Halden einst den grossen, den grössten Pflanzenreichthum innerhalb des Stur'schen Blattelschieferhorizontes lieferten. Der Schieferbruch bei der Altendorfer Mühle barg die ersten Andeutungen jenes Bleiglanzganges in sich, der, sodann weiter verfolgt, zu den oben pag. 177 geschilderten bergbaulichen Arbeiten Veranlassung gab. Dass in der Nachbarschaft derselben sich keinerlei Andeutungen früherer analoger Versuche finden, dieser Bleiglanzgang unseres Culmgebietes somit erst neu entdeckt wurde, ward eben dort angeführt. Pag. 137 aber habe ich die merkwürdigen Gneiss- und Granulitgerölle neben solchen von einem dem Culm selbst wohl angehörigen Kersantit geschildert, welche sich in der mürben Gangmasse eingebettet fanden. Am wahrscheinlichsten blieb es mir, dass diese Gerölle aus einem den Gang an irgend einer Stelle begrenzenden Culmconglomerate, wie es innerhalb des Bergbaues selbst sogar nachgewiesen werden konnte, stammen.

Eingeschaltet ist dem Schiefer am rechten Oderufer ein vom Flussbett nordöstlich (Mühlbusch) bis über die Strasse nach Rudelzau, bei deren zweitem, schwächeren Buge verfolgbarer Conglomeratzug sowie etwas höher am Gehänge eine grössere Quarzlinse. Noch ehe Rudelzau erreicht wird, ist die Breite dieses Schieferzuges durchmessen.

Der Vollständigkeit halber notire ich noch, dass am linken Oderufer ausser dem erwähnten Westfallen bei Kriegsdorf auch noch knapp südlich der Strasse nach Schönwald nordwestliches Verflächen sichtbar ist; wir erinnern uns an theilweise ähnliche Verhältnisse an der ziemlich parallelen Feistritz. Die Aufschlüsse sind indess zu spärlich, um etwa die Ansicht vertreten zu können, dass die jugendliche Oder an der Stelle eines Antiklinalscheitels sich ihren Weg gebahnt habe.

Das erwähnte Conglomerat, aus dessen Verbande viele der schwarz umrindeten, meist eiförmigen und meist einem Schiefer angehörigen Gerölle sich gelöst haben und, von Laien für Muscheln gehalten, am Oderufer gegenüber Richters Mühle herumliegen, gehört in die Reihe jener Vorkommnisse des schwarzen Schiefercongloмerates, die gerade für dieses Gebiet an der Oder bezeichnend sind. Abgesehen davon, dass wir im Altendorfer Bergbau (bei der

Altendorfer Mühle) das gleiche Conglomerat treffen, dass wir südlich von Altwasser Blöcke notirten, kommen wir südwestlich des genannten Kriegsdorf auf grössere solche Züge, die, wie es scheint, hier im Allgemeinen die Grenze zwischen einem Grauwackengebiete und einem Schieferzuge bezeichnen, nicht, wie entschieden im Mühlbusch und im Altendorfer Bergbau, direct einem Schieferzuge eingelagert sind. Die Grauwacke sahen wir am Wege Kriegsdorf-Liebau im Bartelsgrund herrschen und von da aus (Höhe 582 Meter) erreichen wir auch die Conglomerate in südwestlicher Richtung als wenig mächtige Linse am Gehänge des Liebauer Baches etwa da, ehe der Fluss die starke Umbiegung von Ostsüdost nach Süd vornimmt nahe dem „Steingrüll". Wir sehen eine grosse Menge ungeschlachter Blöcke auf 300 Meter in der Breite den Abhang hinaufziehen, ohne jedoch den auf der Höhe ziehenden Weg Liebau-Kriegsdorf zu erreichen, woraus das Wesen einer schmalen Linse deutlich wird. Am Liebauer Bache abwärts weiter wandernd — die Grauwacke herrscht, lose Conglomeratblöcke fehlen nicht — gelangen wir, knapp ehe wir Gepperzau erreichen, am Südhange des Steingrülls in eine zweite Conglomeratlinse. Hier lässt sich auch an etlichen aus dem Boden des östlichen Thalhanges herausstehenden Felsbuckeln desselben schwarzen Schiefercongloinerates ein normales Streichen nach h 2 und südöstliches Einfallen ablösen; der Grad der Neigung scheint mässig. Grosse Blöcke und Trümmer bedecken neben den wirklich anstehenden Felsbuckeln den Hang; wohlthuend wirkt die Frische des Gesteines. Neben den Conglomeraten fehlen auch gewöhnliche Grauwacken keineswegs gänzlich. Die Längserstreckung der Linse ist wohl auch hier keine zu grosse; die losen Conglomeratblöcke südlich von Altwasser und nordwestlich vom Hasengrund sind so wenig mit der nördlichen Conglomeratlinse des Liebauer Baches in directem Zusammenhange, wenngleich sie in der Streichfortsetzung liegen, wie das Conglomerat des Mühlbusches an der Oder und das von der Altendorfer Mühle mit dem südlichen Zuge bei Gepperzau, in dessen Streichfortsetzung sie liegen. Quer auf's Streichen erscheint am Liebauer Bache wieder Schiefer, so dass die Lage der Conglomerate zwischen diesem und der Grauwacke klar wird. Der Schiefer von Gepperzau gehört mit jenem von Siegerzau am anderen Oderufer wohl zu jenem grossen Zuge, den wir über Ohlstadtl nach Waltersdorf und bis gegen die Fläche von Epperswagen werden verfolgen können.

Hier bei Gepperzau schliessen Schieferbrüche an beiden Gehängseiten des Liebauer Baches den Zug auf; von Interesse ist uns, dass wir neben dem Südostfallen, das wir noch in der Gegend der untersten Häuser am linken Thalgehänge beobachten, auch, und zwar an dem äussersten Ende des hier etwas in das Oderthal vorspringenden nördlichen Hanges nördlich des Vereinigungspunktes von Liebauer Bach und Oder, wie bereits flussabwärts an zwei Stellen des gleichen linken Ufers die Schichten nach Nordwest einfallen sehen (unter nicht steilem Winkel), worauf der grosse Schieferbruch vom jenseitigen Ufer wieder das entgegengesetzte Verflächen aufweist. Das Bild eines aufgebrochenen Sattels an Stelle des heutigen Oderlaufes drängt sich mehr und mehr auf. In dem eben erwähnten Schieferbruche — es befindet sich derselbe am linken Ufer des Bleisbaches kurz vor dessen Mündung in die Oder;

Herr W. Posselt ist der Besitzer — beobachten wir im Allgemeinen ein ziemlich gleichbleibendes Streichen des sehr dickplattigen, klotzigen Schiefers (h 3); aber der Grad der südöstlichen Schichtenneigung wechselt ausserordentlich von sehr flacher bis zu äusserst steiler, wohl auch überkippter Lagerung. Dabei ist hier auch eine, stets fast senkrecht stehende Schieferung entwickelt.

Wie weit noch nach Nordost der durch diese Schiefervorkommen bezeichnete Zug reicht, ist bei der Aufschlusslosigkeit nicht ganz leicht zu sagen. Die Grauwacke fand ich in Lesesteinen bereits da, wo die Wege vom rechten Oderufer aus die Höhe (Richtersfeld) erreichen, so dass der Schieferzug jedenfalls nördlich von Siegerzau und Gepperzau bald sein Ende findet.

So wie den Schieferzug an seinem nordwestlichen Ende ein Conglomeratlager begrenzt, so auch an der südöstlichen Seite, an das sich dann weiterhin Grauwacke auf weite Strecken anschliesst. Dieses Conglomerat lässt sich von da, wo die Strasse von West her in Siegerzau eintritt, südwestlich bis zur Dittersdorfer Mühle verfolgen, wenn auch, soweit meine Beobachtungen reichen, nur nach den vielen lose herumliegenden grossen Blöcken.

Haben wir hier den Schieferzug zwischen den zwei Conglomeratlagen von Gepperzau und Siegerzau in einer Mächtigkeit von 2 Kilometern nachweisen können, so ist die südwestliche Fortsetzung dieser Mächtigkeit um so schwieriger zu kartiren. Die Aufschlussarmuth am rechten Oderufer, wo das zusammenhängende Waldgebiet des Bleisberges Beobachtungen fast unmöglich macht, sowie anderseits der Umstand, dass am linken Ufer in der directen Südwestfortsetzung des Gepperzauer Schiefergebietes an manchen Stellen entschiedene Grauwacken auftreten, erschwert es den Zusammenhang mit dem Schiefergebiete von Ohlstadtl herzustellen. Indem ich die Grauwacke an dem Wege, der vom untersten Theile von Gepperzau südwestlich zwischen dem „Harten“ und der Höhe 552 Meter abgeht, und dann in der weiteren Fortsetzung dieses Weges, ehe Ohlstadtl erreicht wird, innerhalb der zwei letzten Querthaleinschnitte herrschend fand, muss hier wohl ein weites keilartiges Vordringen der Grauwacke, welche wir am Steingrüll fanden, in den Schieferzug angenommen werden, der dafür auf der nördlichen Seite zum Stadtwald weiter nordwestlich reicht als im Profile des Liebauer Baches, so dass er hier dem Liebauer Schieferzuge nahe kommt, von welchem ihn die Grauwacke trennt, die zwischen dem Westrande des Stadtwaldes und den östlichen kahlen Höhen von Schmeil dahinzieht. Von der ersteren, keilförmig vorspringenden Grauwacke ist ein sandiger Charakter hervorzuheben, derart, dass der Waldboden in diesem Theile des linken Odergehänges direct sandig wird.

Der Schieferzug wird bei Ohlstadtl mehrfach, zum Theile in kleinen Brüchen aufgeschlossen. Ausser dem in der Karte verzeichneten Schieferbruche westlich des Dorfes fand ich Entblössungen von Dachschiefer, zum Theile mit dem gebänderten Schiefer wechsellagernd, nördlich von jenem an der Südwestlisière des Stadtwaldes. Von hier sammelte ich ein Stammstück von *Archaeocalamites radiatus Bgt.* Der Schiefer fällt hier meist recht steil nach Südost. Umso interessanter war es mir darum, in einem Schieferaufschlusse unmittelbar westlich vom

mittleren Theile von Ohlstadtl, also schon sehr nahe dem linken Oderufer wiederum auf das nach Nordwest gerichtete steile Verflächen zu stossen und ganz dasselbe, aber flach geneigt, fand ich im Bereiche desselben Schieferzuges etwas weiter Oder aufwärts in einem gebänderten Schiefer bei der Waltersdorfer Mühle, da wo der Waltersdorfer Bach der Oder zufliesst. Ob so wie in Siegerzau diesem westlichen Einfallen am Westufer ein östliches am anderen entspricht, konnte ich hier nicht entnehmen. Südlich der Mühle nehmen wir noch am Hange des Bräuerberges Gelegenheit, noch eines, der in diesem enger umgrenzten Gebiete häufigen Conglomeratvorkommen zu verzeichnen, das mit Grauwacke verquickt ein schmales, trennendes Band gegen den bald darauf folgenden Schieferzug von Dittersdorf abgibt. Wir wenden uns aber, indem wir hier bereits in das geschlossene, weitreichende Waldgebiet des Odergebirges eintreten, von den lieblichen Gehängen der Oder, über die wir uns nun zumeist bewegt, hinüber zu den breiten und kahlen Höhenrücken der europäischen Wasserscheide, auf welche bei Waltersdorf unser Schieferzug nun bald gelangt. Die wenig bekannten Schieferbrüche von Ohlstadtl sind von den altbekannten bei Waltersdorf nur sehr wenig entfernt. Die Schieferbrüche an der Südseite des unteren Dorfes, und dann nördlich, besonders aber südlich des obersten Dorfes auf dem Olmützer Berg (635 Meter), mit welchem das Ansteigen des Wasserscheiderückens zum Odergebirge anhebt, zeigen stets sehr steil, meist senkrecht gestellte Schiefer, die in groben Platten spalten. Das Streichen schwankt zwischen h 2 und h 4; wo keine saigere Stellung vorhanden, neigen sich die Schichten südöstlich. Waren die Waltersdorfer Brüche auch zu den Zeiten, da Stur die grossen Aufsammlungen im mährischen Dachschiefer vornahm, längst nicht so fossilreich als jene von Altendorf, so ist doch nach den übereinstimmenden Aussagen des Herrn Schieferbruchbesitzers C. Hutter und Werkarztes J. H. Rösner in den letzten Jahren mit zunehmender Tiefe des Abbaues die Fossilausbeute immer mehr und mehr zurückgegangen, so dass meist nur mehr ganz verdrückte Posidonomyen aufgelesen werden. Nebenbei erwähne ich des Vorkommens von Calcit in Drusenräumen sowie eines Malachitfundes innerhalb des Waltersdorfer Schiefers. Dann gedenke ich noch der vielen Quarzblöcke bei der Höhe 602 Meter des Waltersdorf-Liebauer Fussweges (Rosengarten), in dessen südlichem Verlaufe wir übrigens unmittelbar westlich der Windmühle auch kleine, über den Weg streichende Aufschlüsse im Schiefer antreffen, welche wie in den grossen Brüchen vorwaltend südöstliches Verflächen zeigen. Ich erwähne dies zumal mit Hinblick auf zwei andere Entblössungen, die westlich von Waltersdorf mich ein entgegengesetztes, nach Nordwest gerichtetes Einfallen sehen liessen; die eine Entblössung befindet sich im Beginne des Weges zum Brechhausfeld, die andere im Beginne des Weges zur Schwedenkuppe. Hiermit haben wir bereits die Zwischenregion der gebänderten Schiefer und schieferigen Grauwacken erreicht, die hier die Grenze gegenüber dem Liebauer Schieferzuge in seiner Strecke Schmeil-Grosswasser bezeichnen und z. B. auch am Brechhausfelde selbst, hier sehr reich an Quarzschnüren, zu sehen sind. Dass ich diese Bildungen nicht zu dem einen oder dem anderen Schieferzuge selbst einbeziehe, hat seinen Grund darin, dass in der Richtung auf die Rodäcker und auf Eppers-

wagen allmälig reine Grauwacken sich herausbilden, sowie sie selbst hervorgegangen sind aus den Grauwacken[1]) am Rande des Stadtwaldes etc. Uebereinstimmend mit der eben genannten Entblössung gebänderter Schiefer westlich von Waltersdorf zeigt der gleiche Complex z. B. in dem von West von den Rodäckern in den oberen Lichnitzbach mündenden Seitenthale, also ostnordöstlich von den Rodäckern und nordostnördlich vom Hoferb ein ziemlich steiles Nordwestfallen. Indem ich bei der Schilderung des Feistritzthales für den nordwestlichen Rand dieser Zwischenzone zwischen dem Liebauer und Waltersdorfer Schieferzug, dort, wo selbe über den Lichnitzbach weit in den ersten Schieferzug vorspringt (pag. 238), Südostfallen notirte, wäre die Grauwacke hier muldenförmig den beiden Schieferzügen eingelagert. Die dann über die sehr breite Hochfläche von Epperswagen herrschende Grauwacke ist nur in Lesesteinen kenntlich. So verfolgen wir die Zwischenzonen somit über die Rodäcker und den nördlichen Theil des Schwarzwaldes herab zur Feistritz, wo wir dieselbe zwischen Grosswasser und Hombock wieder mit gebänderten Schiefern verquickt bereits kennen lernten (pag. 239), hier durch sehr flache Lagerung ausgezeichnet. Der Schieferzug selbst aber lässt sich über die Schwedenkoppe, das Waldgebiet des Dawidkathales[2]), in dem obersten Theile desselben gerade östlich von Epperswagen und ostnordöstlich von der Höhe 634 Meter in einem kleinen Bruche, mit sehr steil, wie in den Waltersdorfer Brüchen nach Südost einfallendem Schichtenbau aufgeschlossen nach Südwest verfolgen, bis er auf dem breiten Hochflächengebiete von Epperswagen-Habicht, einem Nordwest von der europäischen Wasserscheide abzweigenden gleichartigen Höhenrücken, wohl sein Ende findet, um erst nach einiger Unterbrechung südwestlich wieder zu erscheinen. In diesem Feldergebiete sah ich lediglich Grauwackenlesesteine, resp. Höhenlehm, welch' letzterer südöstlich von Habicht abgebaut wird; auch wenn wir den weiten Weg über die Grundmühle durch den tiefen Grund zum Feistritzthale herab einschlagen, kommen wir nur an grossen Grauwackeblöcken vorbei bis unten im Thal, wo wir den kleinen Schieferzug von Hombock kennen lernten.

Wieder kommen wir auf Schiefer, welche als Fortsetzung des Waltersdorfer Zuges gedeutet werden können, in dem obersten Theile des Wachhübelgebietes, womit wir die westlichen Ausläufer des Odergebirges im engeren Sinne betreten. Nachdem wir an der Strasse von Habicht nach Nirklowitz den Wald erreicht haben, sehen wir zunächst noch Grauwacke anstehen, d. i. knapp nordwestlich der Côte 620 Meter. Wir beobachten sehr schwaches südöstliches Einfallen (etwa mit 15°). Bald nach diesem Aufschlusse, ehe noch die schöne Waldstrasse sich stark südwärts wendet, gelangen wir in's Schiefergebiet und bleiben darin bis etwa in die Gegend zwischen „Sommerhalm" und „Ober der Dürrwiese", wo wieder Grauwacke den Schiefer verdrängt. Die Mächtigkeit dieser Schieferlinse ist gewiss sehr unbedeutend, indem beim Ab-

[1]) Den aus der zersetzten Grauwacke gebildeten Höhenlehm bauen an manchen Punkten dieser Hochfläche Ziegelöfen ab.

[2]) Im allerobersten Theile desselben, am Waldrande gegen die „oberen Zustücke", also an der Grenze gegen die dann herrschende Grauwacke verzeichnete ich vereinzelte Conglomeratblöcke.

stiege zu dem sehr tief eingeschnittenen Tiefen Grund bald die Grauwacke wieder kommt. Ein kleiner Schieferbruch bei der Höhe 502 Meter westlich der Strasse lässt concordant mit der hangenden Grauwacke südöstliches Verflächen, freilich steiler, erkennen.

Nebst dieser Schieferlinse vom Wachhübel treffen wir in der südwestlichen Streichfortsetzung jene von Nirklowitz. Dieselbe — ziemlich nahe dem an der Feistritz aufgeschlossenen Schiefer von Hombock-Marienthal — erreichen wir im Dorfe selbst erst, nachdem wir längs des Swiedenbachs an Grauwacke vorbeigekommen, an grobklotziger, structurloser Grauwacke, wie sie ein Bruch am linken Bachufer gleich zu Beginn, zwischen Sommerhalm und Ober der Dürrwiese, aufschliesst. Wir erkennen auch noch in den zwei steilen Schluchten, die vom Jägerhause nach Nirklowitz herabführen, die anstehende Grauwacke; sie sind nicht etwa, wie nach der Configuration der zwei Schluchten aus der Entfernung geurtheilt werden könnte, Lössschluchten. Ebenso finden wir die Grauwacke südöstlich von Nirklowitz am linken Bachrande (Urlovbach), da, wo derselbe die meridionale mit der ostwestlichen Richtung vertauscht, in einer Reihe von Steinbrüchen, welche eine feste, structurlose, zum Theil kugelig, zum Theil in Säulen abgesonderte Grauwacke abbauen, so dass ich ein Streichen gar nicht abnehmen konnte, und desgleichen südlich davon bei der Windmühle, wenn auch hier nur als Grus kenntlich. Von da stammen die pag. 150 erwähnten Fucoiden.

Westlich dieser Punkte erst erreichen wir den Schiefer. Brüche am linken Ufer zeigen ein grosses Schwanken in der Streichrichtung (zwischen h 3 und 6) bei wiederum stets sehr flacher südöstlicher bis südlicher Neigung. Dieselbe sehr flache Südostneigung (bei Streichen nach h 1) treffen wir bachabwärts in dem kleinen, von der Höhe Na sirokem herabkommenden Seitenthälchen, worauf aber dann sehr bald in Aufschlüssen am linken Urlovufer und nicht weit von der Mündung auch am rechten, sowie ebenda bei der Mündung selbst, der Schiefer mit starker Neigung nach Südost fällt. Aber der, dem letzten Aufschlusse gerade gegenüber liegende Schieferbruch entblösst wieder äusserst flaches (25°) und jetzt auch entgegengesetztes Fallen. Damit sind wir aber in Gross-Wisternitz an der Feistritz angelangt, wo der Lehm der Marchniederung beginnt. Ob nach den genau mitgetheilten Fallrichtungen der beschriebene Schieferzug von Nirklowitz-Wisternitz als Sattel angesehen werden darf, ist bei dem steten Wechsel schwierig zu entscheiden. Wieder aber sahen wir den Schiefer an den Thallauf gebunden, während die schwerer zerstörbare Grauwacke die Höhen besetzt hält. Ein Blick auf die Karte zeigt aber auch, dass der äussere Verlauf dieser Linse keineswegs genau dem Streichen der einzelnen Aufschlüsse entspricht. Vergl. das oben, pag. 146, Gesagte.

Noch ist das durchwanderte Urlovthal darum nicht ohne Interesse, weil im oberen Verlaufe, etwa bei 290 Meter (nordöstlich von Przaslawitz), der hier breite Thalboden wie mit Buckeln bedeckt ist, die einen fast an die Goldseifenhügel Schlesiens denken lassen, freilich nur derart, als sie lediglich einen schwachen Abklatsch derselben darstellten. Und wenn man sich erinnert, dass der ja nicht so

weit entfernte Goldgrundwald an der Feistritz den, heute freilich gänzlich verschwundenen Goldwäschen seinen Namen dankt, so braucht ja diese Vermuthung — mehr ist sie gewiss nicht — nicht einmal irrig zu sein.

Weiter östlich verliert sich das Urlovthal in jener Depression von Daskabat etc., deren wir im nächsten Abschnitte zu gedenken haben. Diese Depression ist es, zu welcher in deren weiterem Verlaufe der Südhang des eigentlichen Odergebirges steil abstürzt.

Diesem wenden wir uns nunmehr zu.

Dass dasselbe das bogenförmig gegen Süd ausbauchende, waldbedeckte Stück der breiten Hauptwasserscheide darstellt, wo dieselbe über die bisher eingehaltene mittlere Höhenlage durchschnittlich um 50 Meter ansteigt, um sodann wieder abzusinken und ihren landschaftlich ausgesprochenen Charakter einzubüssen, wurde schon gesagt. Der allmälige Uebergang in das nördliche Höhenland, dessen westlichen Theil wir eben kennen lernten, geht daraus klar hervor, mithin auch die Schwierigkeit, das Odergebirge von seinem nördlichen Vorlande scharf zu trennen.

Ueber besondere geologische Beziehungen dieses, auf das Odergebirge zugehenden Wasserscheiderückens wurde bisher nichts gesagt. Die alle unsere Plateauhöhen so unvortheilhaft auszeichnende Aufschlussarmuth macht das Feldergebiet der Wasserscheide sehr interesselos und die Aufgabe, die im Feistritzthale ermöglichten Ausscheidungen darüber hin mit den weiter nordwestlich erkannten in Zusammenhang zu bringen, so schwierig. Immerhin erkannten wir, dass einige Schieferzüge über die Wasserscheide fortsetzen, wenngleich sie sich hier verschmälerten — sowohl bei Schmeil, wie bei Waltersdorf sahen wir dies — gegenüber der öfters betonten Ausbreitung in den Thälern, wie denn auch der Schieferzug von der Seibersdorfer Mühle über die Wasserscheide gar nicht hinausreichte. So zeigt ein Gang über den nordsüdlich verlaufenden Wasserscheiderücken, angefangen von der Gegend zwischen dem oft genannten Breiten Busch und Rosengarten, östlich von Seibersdorf etwas ostwärts ausweichend (635 Meter), über den Glasbusch (636 Meter) und Hutberg (621 Meter) auf Schmeil und längs der Strasse auf Waltersdorf zu gehend, von hier aus sich allmälig erhebend, über 651 Meter, gegen den Wachhübel[1]) (675 Meter), von wo aus über die einsame Fichte (659 Meter) der Südost gerichtete Bogen anhebt, der sofort dann das tiefe Waldgebiet des eigentlichen Odergebirges betritt — ein Gang längs dieses Rückens zeigt uns mithin die Grauwacke weit vorherrschend, wenngleich wir froh sein müssen, sie nach Lesesteinen und der Beimengung von Grauwackengrus in dem Höhenlehm erkennen zu können. Nur auf der einen Seite des Hutberges und in Schmeil konnten wir die Breite des einen durchstreichenden Schieferzuges, auf der Höhe von Waltersdorf den zweiten, schon verschmälerten und westlich sich bald auskeilenden Schieferzug kennen lernen. Sonst sehen wir nur Grauwackengrus und Höhenlehm. Erst bei der genannten alleinstehenden Fichte nordöstlich von Habicht treffen wir

[1]) Nicht der kurz zuvor genannte Wachhübel (630 Meter) südwestlich von Habicht, sondern die Höhe nördlich hiervon; auf der Mappirungskarte Habichtberg benannt.

wieder Andeutungen von Schiefer, den wir als grossentheils schon zum Odergebirge gehörig nunmehr verfolgen. Wir erkennen südwestlich seine Anwesenheit zwischen Habicht und Haslicht, wo ein kleiner Aufschluss ziemlich auf der Höhe nördlich von 629 Meter flach nordwestfallende Schiefer mit Grauwackebeimengungen sehen lässt. Westlich und südwestlich davon herrscht die letztere vor, so dass wir wohl am südwestlichen Ende des Schieferzuges stehen. Indem wir uns nordöstlich wenden, bemerken wir den Quarzreichthum von Haslicht und etliche südlich beim Dorfe herumliegende Conglomeratblöcke und wenden uns zu den Schieferaufschlüssen im jungen Oderthale unterhalb der Neueigener Mühle. Dieselben liegen recht nahe den gleich gebänderten Schieferaufschlüssen, die wir bei der Waltersdorfer Mühle weiter Oder abwärts beobachteten. Nur der Umstand, dass bei Habicht wirklich Grauwacke die beiden Schieferzüge trennt, während hier an der Oder die oberwähnten Conglomerate des Braüer Berges an deren Stelle sich befinden, veranlasst mich, im Zusammenhalt mit der Anwesenheit von Grauwacke auch weiter nordöstlich zwischen den beiden Zügen, die beiden Schieferzüge, die hier einander so nahe sind, nicht zu vereinigen. Hier unterhalb der Neueigner Mühle (Ost von 636 Meter bei der starken Westausbauchung der Oder) sehen wir am linken Oderufer zunächst noch, wie zwischen Habicht und Haslicht das ganz gleiche sehr flache Einfallen nach West, am anderen Ufer aber wenig näher zur Mühle das entgegengesetzte, auch sehr flache Einfallen. Es ist dieselbe scheinbare Regelmässigkeit, der wir vereinzelt auch weiter flussabwärts begegneten, aber eben zu vereinzelt, um eine wirkliche Gesetzmässigkeit ableiten zu können. Ebensowenig können die weiteren Aufschlüsse gegen Dittersdorf, zumal nördlich vom Ostende des Dorfes — nennen wir den Zug nach den Schieferbrüchen von hier — über die Tektonik des Zuges aufklären. Im oberen Theile von Neueigen [1]) ist nämlich auch die Streichrichtung einigermassen verändert, sehr stark gegen Ost gewendet, während das Einfallen dem am anderen Oderufer beobachteten beiläufig entspricht. Der Fallwinkel ist auch hier gering. So begnügen wir uns denn, diese Schiefereinlagerung in ihrer stets ziemlich schmalen Erstreckung — nördlich knapp bei Dittersdorf haben wir noch die Schiefer, gegen den Aschenwinkel am Rande des Bleisbergwaldes weiter nördlich schon die in Lesesteinen erweisbare Grauwacke — über Dittersdorf, wo wir noch beim Ostausgange ein paar Conglomeratblöcke wahrnehmen, bis etwa nordwestlich von Milbes zu verfolgen, wo wir am linken Ufer des Molkenbaches, ehe wir die auf der Karte, wie es scheint, irrig als Hofermühle eingetragene Mühle erreichen, die letzten Andeutungen des Schiefers finden, während in Milbes selbst, sowie nördlich und nordwestlich Grauwackenlesesteine herrschen. Es ist dieselbe Grauwacke, die alle die flachgewellten Höhen nordwestlich und nördlich von Bodenstadt, über welche dann die aus dem Odergebirge herauskommende europäische Wasserscheide in bunten Zickzacklinien ihren Weg nimmt, zusammensetzt, die Grauwacke, die auch den Schieferzug von Siegerzau sich auskeilen liess.

---

[1]) Hier bestand in den Dreissiger-Jahren eine nicht unbedeutende Wetzschieferindustrie. Vergl. pag. 145.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Der schmale Dittersdorfer Schieferzug gehört nur den nördlichen Ausläufern des Odergebirges an. In seiner Hauptmasse ist dieses wohl der Grauwacke tributär. Indem wir sonst die Waldbedeckung oft an die Schieferzüge gebunden sahen, die selbst wieder in Folge ihrer leichteren Zerstörbarkeit den heutigen Bachläufen zum Theile entsprechen, hier aber die mächtige Hochwaldentwicklung in einem Grauwackegebiet antreffen, geht wohl daraus hervor, dass die Abhängigkeit der Waldbedeckung vom Schieferuntergrund nur eine zufällige, heute zu Tage tretende ist, dass aber in früheren Zeiten die Waldbedeckung auch die breiten, meist aus Grauwacke gebildeten Höhenrücken zierte, deren hauptsächlichster Rest uns heute nur mehr im Odergebirge erhalten ist. Die Culturarbeit des Menschen aber hat den Wald von diesen gleichmässig ebenen Höhen im Allgemeinen vertrieben, an den steilen, schwer oder nicht zu bebauenden Thalhängen ward der Waldschmuck erhalten.

Ich habe das weltverlassene Hochwaldgebiet, welches sich um die Quellen der Oder mit seinem Reichthum an stehendem Wasser, an Sümpfen ausbreitet, nach vielen Richtungen hin durchwandert und schätzte mich glücklich, wenn ich an der Stelle eines Windbruches Grauwackestückchen dem Waldboden beigemengt fand. Wirkliche Aufschlüsse sind in diesem weiten, nach allen Seiten so gleichmässig flachen Waldgebiete eine ausserordentliche Seltenheit. Nur dort, wo unser Waldgebiet, das von der einsamen Fichte bei Haslicht (659 Meter) über die Kohlhenne (665 Meter), den weiten Smolnauer Wald (620 Meter), den Grossen Wald östlich bis Poschkau (635 Meter) und südlich bis auf das Feldergebiet von Kozlau (652 Meter) mit geringen Höhendifferenzen reicht und am höchsten mit dem Fiedlhübel (681 Meter) ansteigt, während das Sammelbassin der zwei Oderhauptquellen in der versumpften, von herrlichen Buchen bestandenen Hochfläche (634 Meter), welche die Karte benennt „beim schönen Orte", gelegen ist[1]) — nur dort, wo dieses Waldgebiet südwestwärts zur Daskabater Depression abstürzt, erscheinen Aufschlüsse.

Nebst den zwei, bereits auf den ältesten Generalstabskarten enthaltenen Steinbrüchen am Westfusse des Ružaberges im Thale der Oleschnitza, des unbedeutenden, der Donau, beziehungsweise dem Schwarzen Meere zugehörigen Quellen — vis-à-vis der Oder, und an dem Nordfusse des Haarberges sehen wir hier die Grauwacke noch in dem Parallelthal des Stampfgrundes (südlich von Haslicht) besser aufgeschlossen. Flach geneigt fallen die Bänke, die nach h 1—2 streichen, in Ost ein. Ein Aufschluss befindet sich westsüdwestlich von der Höhe des Mühlberges, am rechten Ufer gegenüber dem Wiesenfleck, ein anderer nördlicher, da, wo man das erstemal aus dem Walde tritt. Eine grössere Felsblockanhäufung sah ich ferner auf der Höhe 635 Meter

[1]) Es ist hier nicht der Ort, auf die Frage einzugehen, wieso in fast allen geographischen Handbüchern, vielen Atlanten etc. der Lieselsberg, wohl gar mit der, dem Fiedlhübel eigenen Höhencôte als Ursprung der Oder erscheint, indess die Generalstabskarte seit jeher nur die Lieselsbergmühle als erste von der jugendlichen Oder betriebene Mühle kennt. Es genügt hier wohl, zu sagen, dass der Name Lieselsberg für das eigentliche Quellgebiet heute nicht mehr bekannt ist, in früheren Zeiten aber auch als Höhenbezeichnung sehr wohl in Gebrauch war.

südlich der Oderquelle, westlich von Kozlau und weiter südlich noch längs der zur Kianitzer Mühle und dem Kianitzer Steig strömenden Wässer. Die grossen Grauwackenblöcke zeigen manchmal ein sehr grobes Korn. Von der Anwesenheit der Grauwacke endlich in Form kleinster Stückchen konnte ich mich längs der von den Quellen zum Fiedlhübel führenden Schneisse überzeugen; hier scheint auch schieferiges Material nicht ganz zu fehlen. Der im Bachbette der jungen Oder und in den Sümpfen nahe den Quellen sichtbare Schlich zeigt neben dem sandigen Material der Grauwacke auch schwarze Schieferstückchen nicht selten beigemengt.

Von halbwegs grösserer Bedeutung aber wird der Schiefer gewiss erst, wenn wir das eigentliche Odergebirge über Prusinowitz südlich und südöstlich verlassen. Dieses, auch durch Conglomeratvorkommen ausgezeichnete Gebiet wollen wir aber erst, wenn wir im Zusammenhange den Steilabfall der mährisch-schlesischen Sudeten zur Beczwa kennen lernen werden, betreten. Jetzt verlassen wir das Waldgebirge an der allmälig abdachenden Nordostseite, etwa im Sinne des von der europäischen Wasserscheide zurückgelegten Zickzackweges. Nachdem dieselbe bei 616 Meter den Grossen Wald verlassen, vertauscht sie den im Odergebirge bogenförmigen, südwärts ausgebauchten Verlauf zunächst mit einer scharfen Nordrichtung zwischen Poschkau und der Glashütte, ist zwischen Hermsdorf und dem Bleisbach bereits so schmal, dass die frühere Karte die Alluvien beider Bäche zu einem vereinte, wendet sich zwischen Hermsdorf und Milbes südöstlich, nach 3 Kilometern nordwestlich von Bodenstadt (zwischen 587 Meter und 595 Meter) über den kleinen und grossen Rehbusch, längst schon in keinerlei Weise mehr auffällig, nach Nord, um sofort wieder nach Südostsüd (gegen das Erbhaus) überzuspringen, von wo sie dann ostwärts zieht, hier oberhalb Lindenau als Thalwasserscheide erscheint — hat ja die frühere Karte wieder ein einheitliches Bachalluvium über die Wasserscheide hinweg verzeichnet —, bis sie westlich von Heinrichswald wieder südlich zieht, dem langsamen Absinken des Gebietes entsprechend erniedrigt und nur mehr wenig, einmal östlich, einmal westlich ausbiegend, südwärts ihrer tiefsten Stelle bei Bölten (310 Meter) zueilt und damit unser Gebirge verlässt, um sich jenseits der Beczwa-Oderfurche allmälig zu den Höhen der Karpathen wieder aufzuschwingen. Es ist dieses Gebiet zumeist durch Wiesen, Felder und kleine Büsche eingenommen, wellig gebaut und geologisch sehr undankbar, indem nicht einmal eine grössere Betheiligung von Culmschiefern die Eintönigkeit stört. Grauwacke ist's, die wir westlich von Hermsdorf, dann südöstlich beim Aspenwald und im Thiergarten gegen Poschkau nach Lesesteinen erkennen, welche die freundlichen Gefilde von Milbes zusammensetzt wie die Waldbüsche zwischen Siegerzau und Liebenthal. Hier endlich notirte ich Aufschlüsse: Grauwackefelsen, knapp östlich des Dorfes bei dem Wäldchen nördlich der Strasse, welche die Grenze gegen das oben (pag. 246) kennen gelernte Conglomerat und den Schiefer von Siegerzau bezeichnen; sie entblössen sehr massige Grauwacke, an der ein Streichen und Fallen kaum zu bemerken ist; Grauwacke ferner in vielen Blöcken an den Hängen des Huthberges[1]), einer der wenigen wirklich wie eine Art „Berg" aus

[1]) Ich folge der Schreibweise der Specialkarte, die diesen Huthberg von dem früher erwähnten Hutberg oberhalb Schmeil in der Schreibung unterscheidet.

der ziemlich gleichmässigen Plateaufläche auftauchenden Höhen, endlich südwestlich und südlich des Gipfels Aufschlüsse in Schiefer. Wir notiren sehr flaches Nordwestfallen in diesem kleinen Aufschlusse an der linken Thalseite des westlich des Huthberges abgehenden Thälchens, knapp vor der Vereinigung mit dem nach Ost fliessenden, müssen aber, indem das Plateau von Alt-Rudelzau keine Andeutung von Schiefer zeigt, sondern nur den aus der Grauwacke hervorgegangenen Höhenlehm, welcher hier durch die vielen Wassertümpel dem flachen Höhenboden einen eigenartig düsteren Eindruck verleiht und wohl auch abgebaut wurde, dem Schiefer eine sehr untergeordnete Mächtigkeit zuschreiben, indem ja auch östlich des Huthberggipfels nur die Grauwacke ansteht. Dieselbe ist in hier, bald nachdem der Weg vom Thale hinauf nach Liebenthal den Wald verlässt, reich an Quarzschnüren. Wohl werden wir in der Streichfortsetzung im Latscherbache auch schieferiges Material antreffen, eine Verbindung über den Latscherwald aber konnte ich nicht erkennen, zudem hängen die Schiefer des Latscherbaches mit solchen weiter im Süden viel inniger zusammen, als man jemals für den Huthbergschiefer annehmen könnte. Wir verzeichnen diesen darum als ganz unbedeutende Linse.

Weiterhin finden wir Aufschlüsse in der Grauwacke längs des Schlingenbaches[1]), der zwischen dem langen Dorfe Rudelzau und dem Zienberg nordwärts zur Oder — diese ist hier schon in ihre südöstliche Richtung gewendet — abfliesst. Hier tauchen am linken Ufer, etwa westnordwestlich vom Zienberg, eine Reihe von Grauwackefelsen aus dem bewaldeten Steilgehänge hervor; die in massigen Bänken gelagerte Grauwacke fällt ausserordentlich flach gegen Ost ein, fast könnte von söhliger Lagerung gesprochen werden. Ebenso flach gelagert ist die gleich (nach h 1—2) streichende, hier übrigens stark mit Schiefer vermengte Grauwacke unmittelbar nach der Einmündung des Schlingenbaches in die Oder an dem rechten, sehr steilen Thalgehänge derselben, wo sich versteckt im Walde an einem in ziemlicher Höhe das Gehänge überschreitenden Fusswege ein Aufschluss befindet.

Und die gleiche flache Lagerung bieten uns die Aufschlüsse des an der Nordwestabdachung des Zienberges seit mehreren Jahren wieder bewältigten Bleiglanzbergbaues, der wohl auch nach dem östlich folgenden Dorfe Bernhau genannt wird. Ueber diesen Bergbau, die nach h 8 streichenden Gänge wurde pag. 177 bereits gesprochen.

Wir überschreiten die Höhe des Zienberges, verzeichnen unmittelbar am westlichen Waldrande desselben kleine Pingenreste, in deren Nähe noch Bleiglanzstücke gefunden wurden und gehen durch das gleichfalls sehr tief eingeschnittene Thal von Bernhau wieder zur Oder, deren Verlauf hier nicht arm an Aufschlüssen ist. Diese betreffen wohl in erster Linie die Grauwacke, wenn auch z. B. das zwischen der Neudorfer und Bernhauer Mühle östlich stark vorspringende Stück des rechten Ufers Schiefer und die Entblössung etwa südöstlich hiervon am anderen Ufer wenigstens eine stark schieferige Grauwacke sehen lässt. Es wird gestattet sein, diese Schieferpartien zu vereinen mit den

[1]) Nicht Schlingelbach, wie die neue Specialkarte schreibt. Vgl. Schreiner's alte Localschilderung der Gegend von Bodenstadt.

auf Blatt Freudenthal enthaltenen bei der Tschirmer Mühle. Der Verlauf dieses Schieferzuges wäre über Neudorf. Wieder haben wir sehr flaches Fallen, das hier aber nach West sich neigt. Der eben genannte Vorsprung des rechten Ufers schiebt sich als ein fast mathematisch genaues Rechteck gegen Osten vor und zeigt gegen das Flussbett einen kleinen, an eine Schotterterasse erinnernden Wall. Schotter aber ist hier gewiss nicht vorhanden; wohl aber wird in der südlichen Einbuchtung dieses Vorsprunges ein schöner reiner Lehm abgebaut, der wohl kein typischer Löss, aber auch nicht das Verwitterungsproduct des Grundgebirges ist. Indem das Niveau dieser Lehmablagerung etwas höher als jenes der Odersohle liegt, mag es sich wohl um eine diluviale Flussbildung handeln, an der aber jedenfalls die bedeutende Höhenlage (380 Meter) auffällig ist. Indem sich der Punkt aber genau in dem Winkel der Einbuchtung befindet, wo die Fluthen der Oder gewiss nur in sehr beschränktem Masse Zutritt haben, mag diese günstige Position die Erhaltung dieses diluvialen Lehmrestes erklären.

Indem wir eine Strecke den vielen Biegungen des Oderlaufes folgen, verzeichnen wir zunächst unterhalb der Bernhauer Mühle, an dem neuen Wege von dieser nach Bernhau, wieder das westwärts gerichtete Verflächen, dessen Winkel hier aber weit grösser ist als in den letzt kennengelernten Fällen. Am anderen Ufer, gegenüber der Einmündung des Bernhauer Baches ist bei dem Wehr die wieder ganz typisch gewordene Grauwacke, wie es scheint, einem anderen Streichen unterworfen; mehr gegen West scheint es gekehrt; das Verflächen aber ist entgegengesetzt, ostwärts und nicht mehr so steil. Um den regen tektonischen Wechsel, der eine Ergründung kaum gestattet, ganz kennen zu lernen, füge ich noch das regelmässig nach h 2 gerichtete Streichen eines Schiefers an, wie wir es am linken Ufer südlich der Einmündung der Dürren Bautsch wahrnehmen; das Verflächen ist gleichfalls östlich und steil.

Das dritte der, völlig dem hier fast durchwegs nach h 2 (nicht 3) gerichteten Schichtstreichen parallelen Nebenthäler am rechten Oderufer, der Latscherbach zeigt uns vorherrschend wieder die hier des Oefteren beobachtete fast söhlige, nur wenig nach Ost geneigte Lagerung. Der Gesteinscharakter wechselt von reinem Schiefer bis zu deutlicher Grauwacke; indem aber die schieferigen Bildungen und die bekannten Uebergangstypen im unteren Theile überwiegen, können sie als Verbindungsglieder zwischen dem soeben am linken Oderufer kennen gelernten Schiefer und jenem gelten, der höher hinauf am Latscherbach grössere Verbreitung besitzt, und zu einem einheitlichen Schieferzuge des Latscherbaches vereint werden.

Der erste grössere Aufschluss, dem wir, längs des Latscherbaches aufwärts schreitend, begegnen, entblösst eine ziemlich deutliche Grauwacke. Hier, bei der ersten, nach Südwest offenen Ausbiegung des Thales (388 Meter), sieht man an der westlichen Thalwand eine zur Hälfte wohl erhaltene grosse Falte, welche fast die ganze Thalwand ausfüllt. Wir sehen deutlich die söhlige Grauwacke der Sattelhöhe sich südwestlich steiler und steiler stellen. Die nun folgenden Aufschlüsse zeigen uns die zum Schiefer führenden Uebergangsglieder. Ob das Streichen, das ich an dem einzelnen, aus der gleichen Thalwand (etwa

$^2/_3$ Kilometer von der Falte) hervortretenden Fels abnehmen zu müssen glaubte (h 21) bei etwas steilerem Nordostfallen, ob dieses anormale Streichen als locale Ausnahme richtig oder vielmehr an einem verstürzten Aufschlusse abgenommen wurde, entscheide ich nicht. Eine Wiederholung dieses anormalen Streichens fand ich nicht. Alle übrigen, gar nicht so vereinzelt folgenden Aufschlüsse zeigen lediglich eine Streichrichtung nach h 1—2 wie bisher. Das Verflächen aber ist nicht ganz gleichmässig. Zunächst wohl beobachten wir das bisherige östliche Verflächen, so am rechten Thalhang etwa gegenüber der Stelle, wo der bisher nur den Thalhang selbst bedeckende Wald als Latscher Wald sich weiter hinauf zur Höhe zieht. Das schon sehr stark schieferige Gestein zeigt fast horizontale Lage. Das gleiche Verhältniss entblösst am gleichen Thalhange ein Aufschluss etwa gegenüber der Einmündung des ersten, bachaufwärts gerechnet, ersten Nebenbaches, während $^1/_2$ Kilometer höher auf der gleichen rechten Thalseite das entgegengesetzte westliche Einfallen unter gleichfalls sehr niederem Winkel sichtbar wird. Dieses flache Westfallen ist bis hinauf zur Niedermühle einigemale aufgeschlossen, meines Wissens ausschliesslich auf der rechten Thalseite, während im unteren Thalverlaufe der linke Hang der aufschlussreiche war. Allmälig gelangten wir immer mehr in typisches Schiefergebiet, so dass wir wohl den ganzen, so gleichförmig gelagerten Schichtcomplex als einheitlichen Schieferzug auffassen dürfen, welcher an den, recht genau im Streichen liegenden Thalverlauf gebunden scheint. Auf die Verschiedenheit in der Fallrichtung, die im unteren Verlaufe östlich, im oberen westlich, sich neigt, wird kaum ein Gewicht gelegt werden können, indem es sich ja in den weitaus meisten Fällen um geringe, oft nur wenige Grade betragende Abweichungen von der horizontalen Lagerung handelt. Diese letztere ist es, die wir als bezeichnend nunmehr für ein weites Gebiet kennen lernten. Der Schieferzug selbst ist unterhalb des Neuhofs[1]) noch deutlich zu sehen, die Gehänge des linken Ufers entblössen ihn bis auf die Felder hinauf, ohne dass hier aber ein Streichen und Fallen abnehmbar wäre. Endlich gegen den Anfang von Lindenau zeigen die Gehänge den Beginn der Grauwacke, in der wir uns über das Hintere und Vordere Hoffeld jener bisher nicht besprochenen leisen Terrainmulde innerhalb des gleichen Grauwackegebietes nähern, in deren Schoosse Bodenstadt liegt. Dieser aufschlussreichere Theil des Grauwackegebietes beschäftige uns jetzt.

In Folge des unregelmässigen, Bodenstadt in weitem, bald ein-, bald ausspringenden Bogen umziehenden Verlaufes der Hauptwasserscheide schlängeln sich von allen Seiten Wasseradern trägen Laufes gegen Bodenstadt zu und bewirken so die eigenthümliche Terrainconfiguration dieses Gebietsabschnittes. Von Südwest, von Westnordwest, Nordwest, Nord und Nordostnord ziehen sich die Wasseradern gegen Bodenstadt, um von hier aus zu einem, dem Weličkabache vereint in landschaftlich reizendem Thale und stürmischen Laufes den wald-

[1]) Hier fand ich auch die (oben pag. 199) erwähnten rothen Conglomerate, von denen ich nicht sicher ihre Zugehörigkeit zum Culm behaupten konnte. Uebrigens sind sie wohl nicht an Ort und Stelle anstehend.

bedeckten Abfall der mährisch-schlesischen Sudeten zur Beczwa uns aufzuschliessen.

Aus dem Schiefergebiete des Latscherbaches wenden wir uns westwärts gegen Liebenthal und erkennen aus der sehr bald sich einstellenden Bedeckung des Wald- und Felderbodens mit Grauwackegrus die sehr geringe Mächtigkeit des Schieferzuges. Aufgeschlossen finden wir, nachdem wir auf halbem Wege zwischen dem unteren Dorfende und der Kirche viele Conglomeratblöcke beachtet, die Grauwacke bald darauf in Liebenthal bei der Einmündung des den Huthberg östlich umgehenden Weges unweit der Kirche, wo wir das für das ganze folgende Gebiet bezeichnende West- bis Nordwestfallen erkennen. Wir sind in jenes Gebiet nahe dem Rande der Sudeten eingetreten, wo die der Hauptfallrichtung entgegengesetzte vorherrscht. Der Fallwinkel ist aber stets ein flacher, so dass, wenn wir ihn mit der sehr flachen südöstlichen Neigung im Zienbergbergbau und an den Westhängen des Schlingenbaches combiniren, wir für das orographisch flache Grauwackengebiet hier auch tektonisch eine sehr flache Mulde[1]) anzunehmen haben, während wir in so vielen anderen Gebieten des Niederen Gesenkes unter der orographisch flachen Configuration eine tektonisch nichts weniger als flache Lagerung kennen lernten und andererseits in dem Gebiete des Steilabsturzes zur Beczwa sehr wohl eine tektonisch flache Schichtenstellung werden erkennen können.

Im obersten Theile von Liebenthal verzeichnen wir noch eine Pinge; dass die kleine Schieferschmitze des Huthberges sich dem flachen Nordwestfallen der Grauwacke von Liebenthal völlig anschliesst, ward schon gesagt.

Die gleiche Fallrichtung beobachten wir ferner südlich des Huthberges an der nach Schmiedzau[2]) führenden Strasse knapp südwestlich der Windmühle beim Erbhaus in einer kleinen, über die Strasse ziehenden Entblössung, sodann in einem unbedeutenden, aufgelassenen Steinbruche westlich vom oberen Ende von Schmiedzau, wiederum mit dem sehr geringen Neigungswinkel. Zahlreicher sind sodann die Aufschlüsse zwischen Schmiedzau und Bodenstadt. Ein Steinbruch in dem kleinen Waldbüschel südlich von den untersten Häusern des Dorfes, wo die Grauwacke übrigens an manchen Stellen so massig und grobklotzig wird, dass das Streichen und Fallen schwer abzunehmen ist, wie dies durchaus von der Grauwacke eines nahen, anderen Bruches südöstlich vom untersten Ende von Schmiedzau gilt, dann ein Aufschluss an der Strasse von Milbes nach Bodenstadt, der knapp südöstlich des Kreutzes bei 577 Meter über die Strasse zieht, zeigen stets die flache nordwestliche Neigung. Noch verzeichnen wir knapp nach der letzten Entblössung, ehe wir Bodenstadt erreichen, vielfach herumliegende Conglomeratstücke und betreten nunmehr das Weichbild der Stadt, die

[1]) Im Oderprofil zwischen Schlingen- und Latscherbach allerdings haben wir diesen regelmässigen Bau nicht mehr wahrnehmen können.

[2]) Dies die Schreibart der Mappirungskarte. Die Specialkarte schreibt Schmitsau. In der Bevölkerung enden alle die öfter genannten, eigenartigen Dorfnamen dieses engbegrenzten Gebietes der harten Aussprache zu Folge stets auf zau, also Rudelzau, Gepperzau etc. Die sprachliche Ableitung ergäbe im dialectfreien Hochdeutsch allerdings das s, indem Rudolfsau, Gebhartsau etc. zu verstehen ist.

eigentlich ganz in Grauwackefels gehauen ist. Hier beobachten wir ein theilweise steileres, aber stets gleichsinniges Einfallen und finden dieselben etwas steiler gestellten Schichten auch südwestlich von Bodenstadt an der Strasse nach Poschkau, ehe das von der Freiung herabkommende, durch ein breites Alluvium ausgezeichnete Bächlein die Strasse kreuzt. Noch werfen wir hier einen Blick auf die reiche Lehmbildung am Südostrande des Thiergartens — Ziegeleien —, welche gewiss nur als reichere Entwicklung des aus dem Zerfalle der Grauwacke hervorgegangenen geneigten Wiesenlehms aufzufassen ist und erwähnen noch, dass am Ostfusse des die Stadt tragenden Hügels gegen den kleinen, Bodenstadt im Osten umziehenden Bach ein Zahn, der von Herrn Prof. Maška als von *Equus caballus fossilis* herrührend bestimmt wurde, welcher aber nach einer freundlichen Mittheilung Herrn Teller's diese Bestimmung nicht mit aller Sicherheit verdient; von der Andeutung diluvialer Bildungen an Ort und Stelle dieses Fundes, auf den Herr Med. Dr. J. B. Teich mich hinwies, ist nichts zu sehen. Nachdem wir noch in der an Natur- und Kunstproducten aus aller Herren Länder überreichen Sammlung des Grafen Des Fours uns leider von der Abwesenheit von Mineralien oder gar Fossilien der Umgebung überzeugten, verlassen wir das freundliche Städtchen, um uns dem zwischen Latscher- und Böhmerbach (als der Thalfortsetzung über der Wasserscheide) einer- und dem Oderlaufe gegen Odrau andererseits befindlichen Abschnitte des Hochplateaus zuzuwenden.

Wieder herrscht Grauwacke, resp. Höhenlehm und vielleicht fällt diesem Abschnitt, sowie dem noch auf dem Kartenblatt enthaltenen Antheil des am linken Oderufer sich erhebenden Plateaus von Bautsch-Wiegstadtl bezüglich der Armuth an Aufschlüssen die Palme zu, trotzdem das Gebiet von vielen, meist parallel, annähernd im Streichen verlaufenden, tief eingeschnittenen, doch selten breiten Thälern zerstückelt wird. Den ganzen, an 10 Kilometer in der Luftlinie betragenden Weg von der Thalwasserscheide oberhalb Lindenau bis zum Felsenkeller unweit Odrau hatte ich keinerlei Gelegenheit, Hammer und Compass in Action zu setzen; erst beim Felsenkeller kam erwünschte Abwechslung. Auch das Querprofil der das Hochplateau nordwärts begrenzenden Oder, das wir oben bis zum Latscher verfolgten, wird undankbarer. Immerhin genügt es, um die flache, meist gegen Nordwest und West gerichtete Schichtenneigung der weit vorherrschenden Grauwacke zu erkennen. Hier im weiteren Verlaufe der Oder gelangen wir ferner zu einer Reihe diluvialer Lehmbildungen. Da, wo aus dem Hochplateaugebiet nördlich der Oder — Gross-Glockersdorf, Kamitz, Dörfel — der Tscherwenkabach herabkommt, ist an beiden Seiten der Mündung ein keineswegs lössartiger Lehm aufgeschlossen. Er ähnelt gewiss den vielfach notirten Höhen-, resp. Gehängelehmen, ist reich an Grauwackegrus und nur der Umstand, dass er hier an der Stelle der Ausmündung eines grossen Bachlaufes in grösserer Mächtigkeit und mit einer Art orographischer Selbstständigkeit als dem steil abfallenden bewaldeten Grundgebirge vorgesetzte Schwelle erscheint, hat mich veranlasst, hier diluvialen Lehm auszuscheiden, in gleicher Weise wie für das weit unbedeutendere oben erwähnte Vorkommen bei der Bernhauer Mühle. Dass ich ihn durchaus nicht für subaerisch gebildeten Löss — die frühere Karte bezeichnet analog folgende Bildungen als Löss — sondern in erster Linie

immer noch aus der eluvialen, heute noch fortdauernden Zerstörung des Grundgebirges hervorgegangen und hier nur durch Wasserfluthen in grösserem Massstabe zusammengetragen und an der Mündung abgesetzt betrachte, brauche ich nicht zu verschweigen. Deutlicher wird die Betheiligung von Wasserfluthen an der Bildung dieses Lehms flussabwärts, wo wir in Klein-Hermsdorf an der Basis des Lehmgehänges, welches ziemlich genau mit dem nicht bewaldeten Gebirgstheile zusammenfällt, eine deutliche Schotterterrasse erblicken. Der Steilrand der Terrasse, den wir vom Ufer aus erblicken, läuft auf die Kirche des Ortes zu.

Gleichwie bei Klein-Glockersdorf ist die stärkere Lehmentwicklung bei Klein-Hermsdorf auch wieder an die Einmündung eines Nebenthales gebunden. Verzeichnet sei noch, dass in beiden Fällen an der Westseite des einmündenden Thales die Lehmanhäufung bedeutender ist. Von einer Einseitigkeit in der Entwicklung kann darum aber noch keineswegs gesprochen werden; die Einwirkung eines annähernd meridional fliessenden Flusses auf den ziemlich normal dazu verlaufenden Hauptfluss kann wohl im vorliegenden Falle die Bevorzugung des westlichen Gehänges im Nebenthal für die Ablagerung der Lehmsedimente bei der Mündung erklären. Zudem nehmen wir, im breiter und breiter werdenden Oderthale vorwärts schreitend, wahr, wie die bis nun auf das linke Ufer beschränkte Lehmentwicklung unterhalb Klein-Hermsdorf, ohne dass in der Richtung des Flusses die geringste Aenderung stattfände, gänzlich auf das jenseitige, rechte Ufer hinübergreift; bei der Côte 319 des Oderflussbettes treffen wir am linken Ufer unmittelbar die erste Gesteinsentblössung, unvermittelt steil steigt der Hang aus dem Schotteralluvium der Oder zu den Höhen von Gross-Hermsdorf auf, während nunmehr das rechte Ufer, das bis nun mit so ausserordentlicher Schroffheit zur Oder abstürzte — noch bei der Sponauer Mühle notirte ich 243 Meter Höhendifferenz gegenüber dem Strassenberg auf $^1/_2$ Kilometer Horizontalentfernung — durch eine ziemlich breit, mindestens $^1/_2$ Kilometer breit vorgelagerte Lehmvorstufe mehr allmälig zur Höhe des Gehänges sich aufschwingt. So bleibt das Verhältniss der beiden Ufer bis Neudörfl, wo nunmehr auch am linken Ufer, hier jetzt sogar in grösserem Massstabe, der Thallehm sich einstellt. Und wieder beobachten wir auch noch, stark ehe Neudörfl erreicht ist, das Auftreten von terrassirtem Schotter, diesmal an der Basis des rechtsseitigen Lehmgehänges. Diese ziemlich lang, fast zwei Kilometer fortziehende Schotterterrasse lässt sich von der Oderbrücke (304 Meter) in Neudörfl bis etwa zur Mühle bei Lautsch verfolgen, auf ganz kleine Strecken dann und wann unterbrochen; der heutige Oderlauf befindet sich in der nächsten Nähe der Terrasse, während er vom anderen, einer Schotterterrasse entbehrenden Ufer bedeutend mehr entfernt ist. Auf diesem ist bei Werdenberg[1]) die stärkere Lehmentwicklung auch wieder an die Einmündung eines stärkeren Nebenbaches gebunden, dessen Westseite auch hier die bevorzugte ist. Schon ausserhalb des Blattes wird der Lehm nordöstlich

[1]) Dieses Vorkommen, die vorher angeführten Lehme und Schotter nicht, verzeichnet die frühere Karte, in der es mit der Lössfarbe bedacht ist. Römer's Karte gibt gleichfalls Löss.

von Odrau in einer grösseren Ziegelei abgebaut. Hier erkennt man deutlich die ziemlich sandige Natur des Lehms, das Fehlen der steilen Wandbildung, sowie der Lössschnecken und Lösskindel; endlich erscheint nordöstlich beim Ziegelofen reichlicher Schotter, und zwar, wie es scheint, hier nicht im Liegenden des Lehms. Von Lautsch bis zum Kartenrande bei Odrau beobachten wir nur den Thallehm.

Die grosse, einzige Entblössung in diesem Theile des Oderlaufes, wo Lehm und Schotter das Grundgebirge verhüllen, fordert noch einen Rückblick. Die zwischen Klein-Hermsdorf und Jogsdorf am linken Ufer bei 319 Meter auf grosse Entfernung aufgeschlossene Grauwacke zeigt wieder das sehr flache, hier aber nach Ost geneigte Verflächen bei einem nicht ganz gleich bleibenden Streichen. In dem Theile des Steinbruches, der höher hinauf an der Strasse liegt, befindet sich ein Zwischenlager von Conglomerat.

Die Grauwacke zeigt hier eine ganz auffällige, sehr an Basalt erinnernde Absonderung, welche es dann schwierig macht, das Streichen abzunehmen. Die Schieferentwicklung ist sehr unbedeutend; es gilt dies überhaupt von dem ganzen Gebiete östlich des Latschenbaches und der Dürren Bautsch. Nur im nördlichen Grenzgebiete des Blattes Mährisch-Weisskirchen, im Tscherwenkabach, macht sich die Betheiligung des Schiefers bemerkbarer in der Richtung auf die Lichtblaumühle bei Wiegstadtl (Blatt Freudenthal); aber bald östlich davon, in den breiten Höhen gegen Kamitz etc. herrscht die Grauwacke. Im äussersten Osten des Kartenblattes, oberhalb Werdenberg, vor der Abzweigung des Weges nach Schlesisch-Wolfsdorf von der Strasse Odrau-Wiegstadtl ist wohl Grauwacke mit Schiefer östlich der Strasse im Walde entblösst; wir lesen ein nordwestliches, nicht steiles Verflächen ab, entsprechend dem gleichen in der Streichfortsetzung auf Blatt Neutitschein, wo der Steinbach bei Wolfsdorf die genau gleiche Fallrichtung aufschliesst; aber die vielen von Werdenberg bis zur Höhe der Abzweigung herumliegenden Stücke gehören nur der Grauwacke an. Bemerkt muss übrigens werden, dass diese Grauwackenstücke allenthalben abgerundet erscheinen, wenngleich von einer Schotterbildung gewiss nicht gesprochen werden kann. Sonst ist mir Schiefer noch in kleinen, nicht kartirbaren Partien bekannt geworden aus dem Gebiete des Dorrawaldes, wo im höheren Theile der ausserordentlich steil über den Hang angelegten Schneisse der Schiefer vorwaltet, während in den unteren Theilen vielfach Conglomeratblöcke herumliegen. Mit Rücksicht auf dieses, ebensowenig als die erwähnte, unweit gelegene Zwischenlage in der Grauwacke bei Klein-Hermsdorf kartirbare Vorkommen von Conglomerat wird wohl auch ein sonst schwer zu deutendes Vorkommen loser Gerölle auf den Höhen am jenseitigen Ufer des Dorrabaches aufzufassen sein. Es finden sich dieselben in einer Höhenlage, die 500 Meter gewiss überragt, einmal da, wo genau westlich der Höhe 554 Meter an der Seitenschlucht des Suchybaches der Wald weiter zur Höhe hinaufreicht, an dem östlichen höheren Rande dieser Schlucht, das anderemal nordwestnördlich der gleichen Höhe und ostnordöstlich der Windmühle im Osten von Sponau (533 Meter), im ersten Waldbeginn des Seitenthälchen, das den Branywald südöstlich begrenzt. An diesen beiden Punkten, an dem letzteren vielleicht in noch höherem Grade, liegen

zahlreiche abgerundete Geschiebe herum, die ich zuerst für Bestandtheile irgend einer jüngeren Schotterbildung hielt. Von dieser Anschauung muss aber wohl mit Hinblick auf die sehr bedeutende Höhe, in welcher die Gerölle sich finden, abgekommen und vielmehr die Anwesenheit eines Conglomerates, aus dessen Verband sich die einzelnen Geröllstücke loslösten, angenommen werden; dies ist um so plausibler, als vereinzelte Conglomeratblöcke in der Umgebung nicht fehlen.

Schiefer scheint endlich südöstlich von Dobischwald, wieder nicht kartographisch ausscheidbar, der herrschenden Grauwacke beigemengt, der Grauwacke, die man auch in den so tief eingeschnittenen Thälern um den Ziegenrücken herum und von Heinrichswald, nicht anstehend, nur in losen Stücken beobachtet. Die Höhen bieten auch diese nicht; Höhenlehm deckt alles zu; östlich von Dobischwald, westlich von 571 Meter, und in der Gegend des Niedererb bei Wessiedel wurde selber abgebaut.

Wir steigen nach Odrau ab. In dem steilen, von Grauwackeblöcken überhäuften Hohlwege, der vom Hemmhof über den Felsenkeller zur Stadt führt, sehen wir endlich auch Felsbildungen und einen kleinen Steinbruch. Mit ziemlich geringer Neigung verflächen die Grauwackebänke regelmässig nach West bei einem, meist zwischen h 2 und h 3 betragenden Streichen.[1]) Steiler, aber gleichfalls West fallend sieht man nahebei die Grauwacke in einem kleinen Aufschlusse beim Austritt der Fahrstrasse von Dobischwald nach Odrau aus dem Walde. Auch noch wo die Strasse sich im Bogen herab gegen den Friedhof wendet, erscheint stark ausserhalb des Waldes Grauwacke aufgeschlossen. Der Beginn der Thallehmbildung ist hier tiefer als das Aufhören der Waldbedeckung einzuzeichnen, der obere Theil der Stadt steht gewiss noch auf Grauwacke, etwa bis zum Hauptplatz herab.

Der die unterste, Felder besetzte Gehängestufe zusammensetzende Lehm ist auch hier und weiter dann südlich von Odrau nichts weniger als etwa typischer Löss. Die vielen abgerollten Culmbruchstücke unterscheiden ihn sofort von diesem. Ja an manchen Stellen werden dieselben so zahlreich, dass man mehr eine diluviale Schotterbildung vor sich hat. Auch sandige Lager stellen sich ein, aber von so unbedeutendem Ausmasse und unter so wenig deutlichen Verhältnissen, dass man über die Frage, ob nicht auch hier schon miocäne Sande, wie sie längs der Oder nach ihrer Umbiegung in Nordost erscheinen, am Gehänge der Oder vorhanden sind, vorläufig kaum eine sichere Entscheidung fällen kann. . . .

Wir treten die letzte Wanderung im geschlossenen Grundgebirge an, jene längs des Steilabfalls zur Beczwafurche.

Da, wo östlich von Wessiedel (südwestlich von Odrau) die Umbeugung des Gehänges aus der Richtung parallel zur Oder, die hier noch nach Südost fliesst, in jene parallel zur Beczwa (Südwest) erfolgt, tief drinnen in dem das Steilgehänge bekleidenden Walde, stehen etliche Grauwackefelsen, angeblich einst die Träger eines stolzen Schlosses. Ein wahrer Luginsland,

[1]) Vom Felsenkeller noch thalaufwärts und bei der Gabelung in's südliche Ursprungsthal eintretend, kömmt man bald, ehe der Weg nach Wessiedel abzweigt, auf die oben pag. 173 erwähnte problematische Spur einstigen Bergbaues.

bietet uns der Fels den schönen Blick auf die weite Oderniederung von dem Umbuge aus dem Quer- in's Längsthal und auf das wasserscheidende Hügelgebiet der miocänen Sandsteine von Blattendorf (Blatt Neutitschein), welches sich von hier oben gesehen wirklich als ganz verschwindende Bodenschwelle ausnimmt inmitten der langen, nordostgestreckten Furche, in welcher das Miocänmeer sich seinen Weg gesucht hat. Jenseits endlich ragen die hier wohl sehr ihres Kettencharakters beraubten, zerstückelten Anfänge der Karpathen auf. Dieser Grauwackefels, der mir die Abnahme einer Fallrichtung nicht ermöglichte, ist, abgesehen von der gerade geologisch interessanten Fernsicht mir darum von Interesse, als er anzeigt, dass eine Schieferentwicklung, die ich von dem Gehänge unterhalb Odrau, etwa in dem Waldstück nördlich der Höhe 459 Meter, hier nachtrage — ein aufgelassener Schieferbruch —, entschieden nicht weiter fortsetzt. Wessiedel bis hinauf zur Windmühle steht gewiss ganz auf Grauwackeboden. Ein kleiner Aufschluss bei den abwärts letzten Häusern des Dorfes zeigt uns die Grauwacke in ausserordentlich flacher, fast horizontaler Schichtstellung, die sich aber doch wieder sanft nach Nordwest neigt. Nicht weit von hier, beim Abstieg zur Bölten-Odrauer Strasse, beobachtet man zwischen dem Bach und dem am Gehänge hinziehenden Walde eine schwach geneigte Fläche (etwa 360 Meter Seehöhe), in der die stark abgerollten Grauwackenstücke auffallen; es mag sich hier um eine diluviale Schotterlage handeln, deren Kartirung allerdings schwer fällt.

Ohne mir bekannt gewordene Aufschlüsse durchqueren wir den Heinrichsbach wohl stets im Grauwackegebiet, verzeichnen in Neudek die Anwesenheit von Conglomeratblöcken im Bachbette, während überall die Grauwacke in Lesesteinen vorherrscht, ich nenne diesbezüglich den Weg von Neudek nach Wessiedel, und wenden uns einem willkommenen Aufschlusse im Thale der Ludina westlich von Heinrichswald, nordöstlich von Bartelsdorf zu. Am linken Ufer der Ludina, bald unterhalb der Vereinigung von drei Bachläufen bei „Za potoky" steht mit sehr flachem Nordwestfallen Schiefer an. Mit diesem Aufschlusse betreten wir wieder einen der in diesem östlichen Gebiete seltener gewordenen Schieferzüge. Wir werden diesen Schieferzug längs des ganzen Steilabfalles zur Beczwa bis in die Gegend von Gr.-Aujezd, d. i. auf eine Strecke von 18 Kilometer verfolgen. Noch am Ostrande des Waldrandes Za potoky nehmen wir die Lesesteine der Grauwacke wahr, die südwestlich dem Schiefer für einige Zeit Platz machen. Auch auf den Höhen östlich von Bartelsdorf herrscht wohl die Grauwacke und hat wohl in Folge einer Conglomerateinlagerung zu der Bildung losen Gerölles südöstlich der ersten Windmühle (bei 557 Meter) Anlass gegeben. Wir treffen hier im Gebiete des rechteckig geformten Wäldchens und bis auf halbem Weg zur Windmühle innerhalb der zwischen diesen beiden Punkten befindlichen ganz schwachen Terrainböschung, zumal aber an der von dem genannten Wäldchen ausgehenden flachen Lehne eine ganz bedeutende Zahl gerundeter kleiner Geschiebe, welche zumeist verschiedenfarbigen Quarzen angehören, während selten Geschiebe von Kieselschiefern mit mikroskopischen, aber nicht näher deutbaren organischen Spuren sich finden und einmal ein solches von einem zersetzten Granite erschien.

Oestlich des Wäldchens fehlen die Gerölle, wie sie auch gegen die Windmühle an Bedeutung abnehmen. Mit Rücksicht auf die bedeutende Seehöhe des Vorkommens, welche mit 550 Meter nicht zu hoch bemessen ist, kann man kaum diluvialen oder miocänen Schotter, sondern muss den Zerfall eines Culmconglomerates annehmen.

Indem wir südwärts zum Grundbache absteigen, gelangen wir wieder in Schiefer, die wir mit dem vorerwähnten Vorkommen vom Ludinabache aber besser nicht in Zusammenhang bringen, sondern vielmehr mit etlichen anderen Schiefervorkommen als noch eine weitere, räumlich ziemlich beschränkte Schieferlinse ausscheiden. Hier finden wir den Schiefer jedenfalls an beiden Thalgehängen südlich von Bartelsdorf vorherrschend, und wieder beobachten wir ihn in Ohrensdorf, wo uns ein Aufschluss oberhalb der Kirche im Bachbette selbst — es ist die Ludina wieder — den nicht steil nach Nordwest verflächenden Schiefer, dem selten Grauwackenbänke zwischengelagert sind, entblösst. Dass östlich von Ohrensdorf gegen das schon genannte Neudek (bei 440 Meter) Höhen-, resp. Gehängelehm sich findet, der ganz deutlich an Ort und Stelle umgewandeltes Grundgebirge darstellt, wie sehr auch auf den ersten Blick die ziemlich steile, gelbe Wand bei den westlichsten Häusern von Neudek an Löss gemahnt, sei noch erwähnt. Aber auch südwestlich erkennen wir die Anwesenheit dieser hangendsten Schieferlinse im Anfange des Waldgebietes am linken Weliczkaufer. Es fällt hier die Grenze zwischen Culm und dem Beczwalehm mit der Grenze von Wald- und Feldboden, der Grenze von Steilabfall und schwacher Böschung wie an so vielen anderen Punkten im Verlaufe dieser Grenzlinie ziemlich zusammen. Nur erscheint hier östlich von Lhotka noch eine kleine, durch den vorgreifenden Lehm vom geschlossenen Grundgebirge getrennte Partie der Culmgrauwacke. Grauwacke ist wohl auch die im Weliczkaprofile durch das geschlossene Grundgebirge zunächst gebotene Entblössung, während der Schiefer, nach dessen Fortsetzung wir suchen, erst mehr bachaufwärts erscheint. Bei dem auf der Karte eingezeichneten, in der Gegend wohlbekannten Wirthshause gegenüber der Podleskamühle, sowie in gleicher Weise weiter östlich am Waldbeginne nördlich von Olspitz befinden sich Steinbrüche in der Grauwacke. Wir nehmen wieder sehr flache Lagerung wahr, die sich aber nicht wie in diesem Randgebiete bis nun immer nach Nordwest, sondern nach Südost neigt. Der Schieferzug erreicht etwa bei der Einmündung des ersten, von Nord kommenden Nebenbaches ungefähr zwischen der Côte 325 Meter und der Jakeschmühle das Weliczkathal, wo sich Schieferbrüche befinden. Nicht die in diesem Gebiete auch an den Schiefern beobachtete flache Lagerung, sondern recht steil gestellte Schichten nehmen wir hier wahr. Die Neigung ist hier wieder nach West, wie im Aufschlusse des gleichen Zuges in Ohrensdorf, wo aber flache Lage herrschte. Damit verlassen wir den Schieferzug von Ohrensdorf, der sich uns als dicke, im Streichen aber nicht weit anhaltende Linse zwischen Ohrensdorf, Bartelsdorf und der Weliczka an den wenigen Aufschlusspunkten stets mit Nordwestfallen entgegenstellt; leider nur überall die kleinen Schieferbruchstücke fand ich längs des diese Schieferlinse direct durchquerenden Weges von der Podleskamühle über die Höhen nach Bartelsdorf.

Reich an Aufschlüssen ist aber der fernere Weg durch das prächtig bewaldete Weliczkathal. Die Aufschlüsse lehren uns aber, dass wir in jenem Randgebiete der mährisch-schlesischen Sudeten sind, wo neben der vorherrschenden flachen und nach Nordwest geneigten Schichtenstellung doch auch bedeutende tektonische Unregelmässigkeiten sich einstellen.

Schon die nächstfolgenden Grauwackenaufschlüsse zeigen denn, gleich der Grauwacke beim Wirthshause unweit der Podleskamühle ein südöstliches, gleichfalls sehr wenig geneigtes Verflächen. Es gilt dies von den Grauwackeaufschlüssen knapp unterhalb der Mündung des Böhmerbaches und von jenen im letzten Verlaufe des Böhmerbaches (linkes Ufer), wo wir die ungemein geringe, aber nach Südost gerichtete Schichtenneigung erkennen. Auch höher hinauf im Böhmerbach, welcher über ein Chaos von Grauwackeblöcken dahinstürzt, derart, dass der Weg mit Mühe sich durchschlängelt, sowie höher im Hauptthale selbst beobachten wir zunächst das gleiche flache Südostfallen. Dass sich dasselbe aber wieder ebenso flach nach Nordwest umlegt, beobachten wir im Böhmerbache gegenüber der Einmündung der von Polzerswinkel herabkommenden Seitenschlucht und im Hauptthale etwa vor der Brauner Mühle. Bis dahin aber nehmen wir die folgenden Unregelmässigkeiten wahr: Am Südfusse des Poppenberges ist das Streichen aus h 3—4 mehr nach h 1 gekehrt und die Winkel des Verflächens sind in benachbarten Bänken wechselnd; am gleichen linken Ufer, etwa nordwestnördlich von der jenseitigen Höhe des Eichlberges (513 Meter) aber sehen wir das nunmehr von so verschiedenen Stellen im Randgebiete des Culm herab aus der Gegend östlich von Troppau wahrgenommene unvermittelte Saigerstellen fast völlig horizontal gelagerter Grauwackenbänke[1]), das hier, wie es scheint, mit einem Absinken des grössten Theiles des senkrecht stehenden Faltenstückes geendet hat, dem zu Folge hier nur mehr der der Umbeugung nächst benachbarte Theil als Rest erhalten ist. Gegenüber dieser grossen Felsentblössung zieht am anderen rechten Ufer eine kartirbare Conglomeratzwischenlage längs des kleinen, vom nördlichsten Theile des Eichlberges herabkommenden Wasserrisses südlich zur Höhe. Dass Conglomeratblöcke auch noch an einigen Stellen dieses Grauwackengebietes z. B. am linken Ufer herumliegen, auf welche nicht weiter geachtet werden kann, sei noch erwähnt.

In der Gegend der Braunermühle — wurde gesagt — wendet sich das sehr flache Südostfallen in das sonst herrschende nach Nordwest; es gilt dies von mannigfachen Grauwackeaufschlüssen an beiden Ufern des Baches bis hinauf gegen Fünfzighuben, der südlichen Vorstadt Bodenstadts. Dieses flache Fallen gilt aber nicht von dem Aufschlusse, der uns das Durchstreichen des oben in der Gegend von Bartelsdorf beobachteten Schieferzuges entblösst. Indem derselbe hier nur auf kurze Entfernung innerhalb der herrschenden Grauwacke aufgeschlossen ist, (etwas über $^1/_2$ Kilometer unterhalb der letzten Mühle vor Bodenstadt), müssen wir dem Schieferzuge hier eine weitaus geringere Mächtigkeit beimessen als weiter nordöstlich, wo wir den einen Aufschluss bereits

[1]) Vergl. Verh. 1887, pag. 260 und diese Arbeit pag. 117.

an der Ludina oberhalb Bartelsdorf im nordöstlichen Beginne des Zuges kennen lernten; denn dorten findet sich der Schiefer zumal zwischen Bartelsdorf und Gaisdorf mehrfach aufgeschlossen, z. B. in Polzerswinkel, da wo südöstlich der Höhe (560 Meter) die Vereinigung der zwei Schluchten stattfindet, dann längs des Gaisdorfer Wassers mehr hinauf gegen das Dorf, beide Male am linken Ufer und endlich westlich vom unteren Ende von Gaisdorf, wo kaum $^1/_2$ Kilometer entfernt in einem kleinen Büschel ein einstiger Schieferbruch sich befindet. Und ebenso ist es wohl derselbe Zug an seinem äussersten Nordwestende, den wir nordöstlich von Gaisdorf in dem kleinen, bis nun nicht erwähnten Bruche an der Ostseite der Strasse Bodenstadt-Odrau, knapp ehe sie zur Thalwasserscheide von Lindenau herabsteigt, entblösst sehen (südöstlich der Höhe 614 Meter). Hier wie in den erwähnten übrigen Aufschlüssen fällt der Schiefer stets nach Nordwest und mit Ausnahme des westlich von Gaisdorf befindlichen Schieferbruches und des Aufschlusses an der Weliczka, wo wir in beiden Fällen direct saiger stehenden Schiefer vor uns haben, ist eine sehr flache Neigung wahrnehmbar. Indem wir bereits erwähnt haben, dass nach Bodenstadt hinein die flach, immerhin aber etwas steiler als im unteren Weliczkathale gleichfalls nach Nordwest einfallende Grauwacke herrscht und damit die Verbindung herstellt mit der zunächst (in und bei Bodenstadt) auch noch ein klein wenig steiler, dann aber in gleicher nordwestlicher Richtung wieder ausserordentlich flach sich neigenden Grauwacke zwischen Bodenstadt und dem Huthberge, können wir sofort die südwestliche Fortsetzung des an dem Weliczkabache so verschmälerten Schieferzuges verfolgen. Wir steigen aus dem schönen Thale, das uns, wie sonst nicht häufig, fast nur längs Grauwacken aufschlüssen vorüberführt — ist es ja ein Querthal, das nicht gleich so vielen anderen Thälern des Gebietes dem beiläufigen Streichen einer Schieferlinse entlang seine Entstehung gefunden — und wenden uns zu den unfreundlichen Höhen von Winkelsdorf und Mittelwald, welcher Dorfname schon uns sagt, dass die Kahlheit der Höhen von heute nicht seit altersher bestand, dass die Grauwacke, welche wir ja soeben im herrlichsten Waldthale verfolgten, auch auf den Höhen, nicht den Waldschmuck perhorrescirt hat. Einen Schieferaufschluss kenne ich hier südlich von Mittelwald, wo der östliche der zwei nordwärts abgehenden Wege das westöstlich verlaufende Thal übersetzt. Hier steht aber der Schiefer steil und verflächt obendrein nach Südost, verhält sich mithin wesentlich anders als alle bisher kennen gelernten Aufschlüsse dieses Zuges; es ist übrigens gerade dieser Aufschluss ein sehr unbedeutender. Nicht weit von da, östlich von Winkelsdorf, bei dem nächsten westöstlich ziehenden Thälchen befindet sich mitten im Walde ein isolirter Conglomeratfels in völlig horizontaler Lagerung; das Conglomerat ist ein sehr grobes. Sonst fehlen Aufschlüsse, so dass es schwer fällt, die Breite des Schieferzuges richtig zu erkennen, jedenfalls herrscht südlich von Mittelwald und gegen Ungersdorf wieder die Grauwacke, welche auch die letzten Steilgehänge zur Beczwaniederung bildet, wo wir sie an etlichen Punkten beobachten können. Steinbrüche an der Ostseite der nach Millenau führenden Schlucht, der einzigen, in der sich ein Weg zur Höhe emporwindet, entblössen Grauwacke von derart nahezu horizontaler

Lagerung, dass man einmal eine ganz leise Neigung nach West, einmal eine solche nach Ost erkennen möchte. Die unmittelbar am Austritte derselben Schlucht anstehende, hier eigenthümlich gelbe, wohl stark eisenschüssige und schieferige Grauwacke liegt gleichfalls fast söhlig, mit schwacher Westneigung. Dass die Grauwacke auf den Höhen zu Lehm geworden, sieht man auch hier beim unteren Ende von Ungersdorf, wo der Höhenlehm abgebaut wird. Die Beimengung grösserer Grauwackestückchen erweckt nur im Anfange die Meinung, als könnte es sich um eine mit eigentlichem Schotter vermengte Lehmbildung handeln.

Parallel der Weliczka schneidet weiter westlich der Jeserbach in den Sudetenabfall ein, der mit seinen Nebenbächen noch mehr als die Weliczka den Charakter tiefer Schluchten trägt und in seinem Waldreichthum mit den anderen Querthälern im Bereiche des Sudetenrandes zu den schönsten Punkten des Niederen Gesenkes zählen darf. Hier längs des Jeserbaches erkennen wir bereits wieder die ansehnliche Mächtigkeit des Schieferzuges. Nachdem wir nur beim letzten Austritte des Thales aus dem Waldgebiete, im Dorfe Podhorn, die Anwesenheit der Grauwacke noch erkannt, wo dieselbe mithin — wie die kleinen Wegaufschlüsse im Dorfe zeigen — ausser den Waldbereich und wohl auch ausser den Bereich des Steilabfalles und mehr in jenen der flacheren Böschung heraustritt, erscheint wenige Meter aufwärts bereits der Schiefer. Brüche bauen ihn hier am linken Bachufer ab, die uns das nordwestliche, hier ziemlich, aber keineswegs sehr steile Verflächen zeigen. Im Schiefer bleiben wir nach den Bruchstücken noch weiter, bis oberhalb der obersten Sägemühle am rechten Ufer auch ein Schieferbruch sichtbar wird, wie die losen Schieferstückchen auch auf den östlichen und nördlichen, nach Winkelsdorf führenden Hängen hinauf vorherrschen, wie z. B. ein Gang gegen die Waldgrenze südwestlich von Winkelsdorf lehrt. Erst in der Gegend des Kalten Grundes machen sich grobe Grauwackenblöcke mehr bemerklich. Sie gehören fast durchwegs einem frischen, hellen Gesteine an, das durch seinen Reichthum an Feldspathtafeln und die Glimmerblättchen granitähnlich wird. Zunächst treffen wir, aus dem Schiefergebiete in die Grauwacke tretend, auch hier wieder die Uebergangsglieder. Sie sind aufgeschlossen an der linken Thalseite etwas oberhalb der Côte 461 Meter. Das Streichabnehmen ergibt ein steiles, wie es scheint, nach Südost gerichtetes Einfallen der Schichten, ziemlich übereinstimmend mit dem einzigen isolirten Schieferaufschlusse nördlich von Mittelwald. In dem Gebiete aber von diesem Aufschlusse oberhalb 461 Meter aufwärts und ein klein wenig über die Felsen der Teufelskanzel hinaus herrscht die erwähnte schöne Grauwacke. Ein einzelner sehr grosser Fels, ehe die Teufelskanzel erreicht wird und dann der eine Weile zwischen den, von der Côte 595 Meter und von der Côte 566 kommenden Thälern fortstreichende Felskamm der Teufelskanzel zeigen uns das gleich bleibende, ausserordentlich flach gegen Nordwest gerichtete Einfallen, und zwar gilt dies sowohl von der Grauwacke als auch von dem zwischengelagerten Schiefer, welchen wir einmal als untere Felsengruppe der Teufelskanzel, einmal dann als Abschluss der nordwestlich verlaufenden Gruppe beobachten. Dass innerhalb der Grauwacke

an manchen Stellen ein Streichen und Fallen nicht zu bestimmen ist, braucht nach dem von anderen Punkten bereits in Erfahrung Gebrachten nicht zu verwundern; auch dadurch wird übrigens die Granitähnlichkeit noch deutlicher. Indem über die im Thalboden ausgebreiteten Blockmassen dieser Grauwacke thalaufwärts wieder Schiefer erscheint, erkennen wir die Grauwacke als Einlagerung unseres hier wieder mächtiger gewordenen Schieferzuges, der sammt der Grauwacke im Allgemeinen der weiter nordöstlich beobachteten Tektonik (Einfallen nach Nordwest) folgt.

Der Schieferzug ist, sowie die Grauwackeneinlagerung auch im nächsten parallelen Querthal, dem späteren Lautschkabach, aufgeschlossen. Bald oberhalb der beim Waldausgange angelegten Försterei am Westfusse der Obirka beobachten wir die söhlige, wenig zwischen einer leisen Ost- und Westneigung schwankende Lagerung. Die mächtigen Blockschiefer liegen eben so gut fast söhlig wie die zwischengelagerten Grauwackenbänke. Höher thalaufwärts überwiegen die letzteren, die Grauwacke der Teufelskanzel ist es, die herüberreicht. Zugleich aber betreten wir hier ein, wie es scheint, unregelmässig gebautes Gebiet. Da haben wir einmal mitten im Walde (bei 546 Meter) auf dem Kamme zwischen dem Höllengrund, der zum Jeserbach fliesst, und unserem Thale ein höchst abweichendes Streichen, indem ich etwa h 9 oder 8 ablas bei südwestlichem Einfallen, also ein unserem sudetischen fast direct entgegengesetztes Streichen und noch an einer Stelle des eben genannten Höllengrundes glaubte ich das gleiche abnorme Streichen zu erkennen, nahe der Vereinigung mit dem Hauptthale. Inwieferne dieses ungewöhnliche Streichen von halbwegs grösserer Erstreckung ist, kann ich nicht genau angeben; immerhin sah ich einen Anklang an dasselbe auch noch weiter westlich gegen das Dorf Schlok, wo zunächst die ziemlich structurlose Grauwacke bei der Vereinigung des von Nord und des von West herabkommenden Quellthales vielleicht auch ein an h 8—9 erinnerndes Streichen besitzt, während der westlich entblösste Schiefer ein direct west-östliches Streichen bei Einfallen nach Nord aufweist. Stets aber findet man benachbarte Aufschlüsse, welche wieder die regelmässige Streichrichtung erkennen lassen. Ich habe darum auch weiter östlich den einen Punkt keiner weiteren Beachtung gewürdigt, an dem ich ein ganz vereinzeltes nach h 9 gerichtetes Streichen bei einem, sowie im Höllenthale südwestlichen Einfallen wahrnahm. Es befand sich diese Stelle am Wege von der Höllenmühle am Jeserbache nach Ungersdorf bald nach dem Verlassen des Waldes. Hier aber sei noch diese Beobachtung nachgetragen.

Dass das abnorme Streichen im Höllenthal mit der Erstreckung des Schieferzuges selbst im Zusammenhange steht, mit der Erstreckung, die hier weiter westlich einen eigenthümlichen Charakter annimmt, kann man wohl annehmen, aber schwer auf der Karte ersichtlich machen. Diese Fortsetzung des Schieferzuges weist zunächst eine beträchtliche Verschmälerung auf, indem zwischen dem obersten Theile des Höllenthales und Schlok die Grauwacke aus dem Gebiete südlich der Teufelskanzel jetzt weit nach Süd vordringt und jedenfalls im mittleren Theile des Höllenthales über die Schiefer vorherrscht, welche wir im untersten

und im allerobersten Theile soeben beobachteten. Die Grauwacke mag auch in's mittlere Lautschkabachthal vordringen, wo wir ja am Westfusse der Obirka bedeutende Grauwackenpartien wahrnehmen, die wir auf den weiter westlichen Gehängen sich noch weiter ausbreiten sehen werden. Indem gegen die Westbeugung des Thales der Schiefer aber überwiegt so wie im obersten Theile des nahen Höllenthales, müsste die Grauwacke sich nordwestlich um diese vorgreifenden Schiefer herumbiegen, womit die erwähnte Streichrichtung sehr gut stimmen würde, ebenso wie die in Schlok [1]) beobachtete, wo der Grauwackenzug ostwestlich sich um den Schiefer schmiegt, um von dort aus dann in der regelmässigen Streichrichtung wieder zurückzugehen. In diesem letzteren Theile der Grauwackenlage, wo wir auch bei der Kapelle unweit der Höhe 665 Meter am Wege von Schlok zum grünen Kreuz in dem schieferigen Uebergangsgliede wieder das regelmässige, h 2 gerichtete Streichen bei westlichem Verflächen (mit 35°) beobachten, findet sich am östlichen Thalhange eine kleine Conglomeratpartie, deren wir bald viele kennen lernen werden. Wie unregelmässig in diesem Theile auch der Verlauf des Schieferzuges und sein Zusammenhang mit der Grauwacke war, stets beobachteten wir ein westliches, respective dem Sudetenrande abgewendetes Schichtfallen vorherrschend.

Indem wir im obersten Theile des Jeserbaches, schon nahe gegen die, den Grossen Wald durchziehende Strasse Thonschiefer einzeichneten und in dem sonst so aufschlusslosen Waldgebiete der Hochfläche — haben wir ja wieder von Süd her das Odergebirge erreicht — nahe der Försterei zum grünen Kreuz als Beschotterungsmaterial der Waldchaussee eine so schieferige und so dichte Grauwacke gewonnen wird, dass man sie getrost dem Thonschiefercomplex zurechnen mag, so zeichnen wir den so weit verfolgten Schieferzug hier mit einer, bis zu dem erwähnten grünen Kreuze reichenden Mächtigkeit ein. Indem aber gegen Kozlau und östlich hiervon Grauwacke in der Ackerkrume vorherrscht, muss weiter südwestlich jedenfalls wieder eine bedeutende Verschmälerung des Schieferzuges erfolgen; die bekannten Uebergangsglieder sehen wir aufgeschlossen an dem Wege, welcher östlich von Kozlau unmittelbar am Waldrande von der Reichsstrasse gegen das Jägerhaus von Prusinowitz abgeht. Hier können wir, etwa Ostsüdost von dem Kozlauer Dorfkirchlein, ehe der eingeschlagene Weg wieder Wald betritt, im Hohlwege an kleinen Entblössungen das westliche bis nordwestliche, hier längst nicht mehr so flache Einfallen beobachten.

Weitere Schieferaufschlüsse, zum Theil Brüche, wie solche ja auch in Schlok [2]) vorhanden, finden sich in Prusinowitz; z. B. östlich vom Dorf an der rechten Thalseite, ehe der Weg nach Schlok vom Thale abgeht, wo wir flach West fallende Schiefer beobachten. Entgegengesetztes Fallen sehen wir hier am Ostrande des schon verschmälerten Schieferzuges an der Nordseite des kleinen, am Nordwestfusse des Milchhübels gegen die Schloker Mühle abgehenden Bächleins, während wir gegen-

[1]) Dass die hier an der Nordseite des Weges knapp östlich vom Dorfe entblösste Grauwacke eine ziemlich mürbe, fremdartige Bildung darstellt, wie sie mir sonst nicht vorkam, ward oben, pag. 129, erwähnt.

[2]) Aus welchem die von Stur unlängst von da bekannt gemachte *Posidonomya Becheri Br.* stammt, ist mir nicht bekannt. Siehe oben pag. 153.

über diesem bescheidenen Aufschlusse an der südlichen bewaldeten Thallehne den Anfang einer Reihe von Conglomeratfelsen vor uns haben, welche dem interessanten Conglomeratvorkommen des Milchhübels angehören, in dessen Geröllen wir, oben pag. 132, nebst etlichen Vertretern krystallinischer Schiefer die vielen, wohl von einem, der Culmformation selbst angehörigen Kersantitgange stammenden Gerölle kennen lernten. In Form kleiner, ganz ungegliedert massiger Felsbuckel ragt das grobe, schwarze Schieferconglomerat aus der Nordwestflanke des mit 637 Meter enzianreichen Milchhübels hervor und in der Nähe der Felsbuckel, aber auch weiter von ihnen entfernt in den Feldern, die sich gegen die Höhe hinaufziehen, finden sich die aus dem Conglomeratverbande gelösten, grösseren Gerölle allenthalben zerstreut neben den einzelnen Conglomeratstücken, welche denn auch in den grossen Lesesteinhaufen auf der Plateauhöhe die Hauptmenge ausmachen. Wer die aus dem Verbande gelösten Einzelgerölle allein oder zuerst beobachtet, denkt wohl gewiss an ein die Höhe bedeckendes Schotterlager. Indem in den Lesesteinhaufen auch schon Grauwacken vielfach vertreten sind, erkennen wir wohl, dass das Conglomerat hier die Südgrenze des Schieferzuges gegen die Grauwacke bezeichnet, die nunmehr den Steilabhang des Milchhübels herab zur Beczwa zusammensetzt. Nur etwa in der Mitte dieses Abhanges kann man längs des steilen Saumweges, der sich vom Milchhübel zur Côte 383 herabzieht, die grössere Vertretung von Thonschiefern verzeichnen. Wir verfolgen aber zunächst die Conglomeratvorkommen. Fehlen die Conglomerate am Wege vom Milchhübel zur Schlokermühle auch keineswegs gänzlich, so wird die Zahl der losen Blöcke doch zumal gegen die genannte Mühle wieder so bedeutend, dass man am linken Ufer zunächst des durchwanderten Seitenthales, dann am gleichen des von Prusinowitz kommenden Hauptthales — bald Mühlgrund genannt — ein weiteres Conglomeratvorkommen kartographisch ausscheiden kann, das, gleichwie auf dem Milchhübel, sich gut gegen 800 Meter verfolgen lässt. Zugleich aber nehmen wir wahr, wie der Schiefer, welcher die Conglomeratvorkommen bisher begleitet hat, zurücktritt, dass die Grauwacke des äussersten Abhanges zur Beczwafurche sich verbreitert hat, den Schieferzug, den wir auch nordwärts durch die vom Südabfall des Odergebirges vordringende Grauwacke verschmälert sehen, immer mehr einschnürend, bis er südwestlich bald über Gr.-Aujezd gänzlich auskeilt. Ehe wir die Obermühle am Mühlgrund erreichen, finden wir ihn in einem aufgelassenen Steinbruch im Waldgehänge des rechten Ufers mit sehr steiler, vielleicht ein klein wenig nach Ost geneigter Schichtstellung aufgeschlossen. Der letzte Aufschluss des Schieferzuges findet sich knapp westlich von Gr.-Aujezd, wo wir die Tiefenlinie am Steilabfalle des Odergebirges erreicht haben. Auch hier beobachten wir südöstliches Einfallen.

Von dem soeben erwähnten Schieferbruche oberhalb der Obermühle, vielleicht nur hundert Schritte an dem gleichen Thalhange aufwärts, befindet sich aber auch ein weiterer Conglomeratfels. Hier ist das Conglomerat schon stark mit Grauwacke vermengt und zeigt ein steiles, aber nordwestliches Einfallen. Das letzte und durch die in der nächsten Umgebung lose gefundenen Gerölle interessante Con-

glomerat ist das von Prusinowitz. An der oberen Grenze des Schieferzuges und der Grauwacke des Odergebirges, wie es scheint, gelegen, ist es mir aus anstehendem Fels von keiner Stelle bekannt geworden; aber die losen Conglomeratblöcke begleiten uns fast $1^1/_2$ Kilometer weit; sie fangen im Süden an, da wo der Fusssteig, welcher von dem Fahrwege zwischen Obermühle und Jägerhaus abgezweigt hat, gegenüber den südwestlichsten Häusern von Prusinowitz den Wald verlässt, sind wieder gut kenntlich bei der Nordwendung des genannten Fahrweges und in grösserer Menge dann verstreut gegen das Kreuz nordöstlich des Jägerhauses, südöstlich der Côte 602 Meter. Neben diesen nicht übermässig grobkörnigen Conglomeraten liegen aber eine nicht ganz unbedeutende Zahl meist unverhältnissmässig grosser Gerölle lose in den Feldern verstreut, Gerölle krystallinischer Gesteine — Gneiss, Granulit etc. wurden oben pag. 131 angeführt —, die oft die Grösse einer Kokosnuss erreichen, während die im Conglomerat selbst eingebetteten Bruchstücke selten grösser als eine Nuss werden. Es ist hier das Missverhältniss in der Grösse der losen Gerölle und der in den Conglomeraten selbst eingebetteten ein weit grösseres, als im Vorkommen des Milchhübels.

Der Schieferzug, den wir somit aus der Gegend von Bartelsdorf ungezwungen über das Abfallgebiet der Sudeten zur Beczwa bis Gross-Aujezd verfolgen konnten, war uns durch den Fund der *Posidonomya Becheri* von Schlok wichtig geworden. Darum wäre es von Interesse gewesen, wenn etwa die tektonischen Verhältnisse des Gebietes ergeben hätten, dass gerade dieser Schieferzug einer Antiklinale, die aus der jüngeren Grauwacke aufragt, entspräche. Wir recapituliren kurz die Tektonik des Zuges: Im äussersten Nordost herrscht durchwegs ein regelmässig gerichtetes Nordwestfallen von grosser Flachheit, concordant der einschliessenden Grauwacke im Nordwesten, wie im Südosten, deren dann und wann bemerkbare Neigung in entgegengesetzter Richtung wohl nur locales Schwanken ist; im mittleren Theile, wo die Grauwackenzwischenlage eine Rolle spielt, stellt sich sowohl für den südöstlichen Rand derselben wie für den südöstlich folgenden Schiefer entgegengesetztes Verflächen ein, so dass hier der Schieferzug als eine über dem älteren Grauwackensattel folgende Schieferantiklinale gedeutet werden könnte; im äussersten Südwesten aber herrscht wieder ein anderes Bild, indem hier für den Schiefer, wie für die beiderseits umgebende Grauwacke, nach den bescheidenen Aufschlüssen zu urtheilen, das südöstliche Verflächen vorherrscht. Unter solchen Verhältnissen muss ich es mir wohl versagen, über das Wesen des tektonischen Zusammenhanges von Schieferzug und Grauwacke irgend eine Ansicht auszusprechen (vergl. das pag. 154 Gesagte).

Durch das aufschlussarme Grauwackengebiet des reich gegliederten Lomnecberges steigen wir westlich zur Depression von Daskabat-Steinmeritz, südwärts über den Steilrand des Gebirges herab zur Beczwafurche. In diesem weiten Waldgebiete spielt Schiefer keine irgend grössere Rolle. Dass die zwischen der Obermühle und Zavadilka im Walde versteckte Quelle Sirková studenka mit einer Schwefelquelle, worauf der slavische Name deutet, wohl nichts zu thun hat, ward oben, pag. 220, schon erwähnt.

Damit aber haben wir die Wanderung durch das eigentliche, geschlossene Grundgebirge beendet, wir haben die weiten und kahlen Plateaurücken mit den tief eingemeisselten Thalspalten, das weite Waldgebiet des die Quellen der Oder in sich bergenden Hochplateaus, des Odergebirges, und den Steilrand der Sudeten durchstreift. Gerade der letztere erwies sich, wie er, nur im ersten nordöstlichen Beginne in Folge der Terrainschwelle zwischen Beczwa und Oder noch schwächer entwickelt, von Olspitz aber durch den jähen, so weit verfolgbaren Abschluss einer schwach geneigten Landschaft auch orographisch so markant ist, uns aber auch tektonisch durch die Umkehr der sonst meist herrschenden Fallrichtung und durch den ungemein geringen Grad dieser Schichtneigung von Interesse. Auch über Unter-Aujezd, wo wir ihn verliessen, setzt der Steilrand eine Weile über die Tiefenlinie von Daskabat-Steinmeritz fort; wir werden aber diesen Theil vereint mit dem ganzen Gebiete westlich jener Linie erörtern.

III. Das Hügelland zwischen Gr.-Aujezd, Trschitz und Kokor.

Zwischen den breiten Thalniederungen der March und Beczwa und jener auffälligen Tiefenlinie, die am Südabfall des Odergebirges am deutlichsten ausgesprochen erscheint, sich aber ganz wohl auch nach West zum Marchthal, gegen Südost zum Thale der Beczwa verfolgen lässt, breitet sich ein Hügelland aus, dessen mittlere Höhenlage weit niedriger ist als jene in dem Gebiete jenseits der gedachten Tiefenlinie. Auch der übrige orographische Charakter hat sich geändert; es ist nicht mehr die ziemlich gleichmässig und schwach sich erniedrigende Tafel, in welche die Wasserläufe ihre tiefen und steilen Betten geschnitten; weit mehr ein sehr mannigfach auf und nieder oscillirendes, flachwelliges Hügelland mit mehr abgerundeten Böschungsflächen tritt uns hier vor Augen. Hier sehen wir nicht mehr den Steilabsturz zu den angrenzenden Thälern, sondern allmälig verschmilzt das Hügelland mit den Thalböden der Beczwa und der March. Die für diesen Gebietstheil bezeichnende Häufigkeit der das Grundgebirge verhüllenden Lössdecken und — in geringerem Masse — die Anwesenheit von miocänen Auflagerungen, sowie das weite Vordringen der diluvialen Thallehme der March und Beczwa erklärt die landschaftliche Physiognomie.

Die folgenden Höhenzahlen veranschaulichen das geschilderte Bild. Die begrenzende Tiefenlinie hat südöstlich von Gr.-Aujezd mit 381 Meter ihren höchsten Punkt, um westwärts über Daskabat (333 Meter) sich zu verlieren, südostwärts als Felder bedeckte Einsenkung von Steinmeritz (359 Meter) zwischen dem rasch 200 Meter ansteigenden Waldgebiete im Osten (Lomnecberg) und dem mässig erhöhten, aber gegenüber der flachen Senkung ungleich mehr coupirten Gebiete im Westen sich fortzusetzen. Noch tritt in diesem Gebietsantheile unmittelbar südwestlich der Tiefenlinie, welche selbst allmälig bei Unter-Aujezd in die Thalfläche der Beczwa herübertritt, der allmälige Uebergang in die begrenzenden Thalniederungen nicht sofort zu Tage, vom Schlossberg

von Weselitschko (354 Meter) stürzt das Culmgrundgebirge noch unvermittelt, wie in dem zuvor besprochenen Gebiete, zur Beczwalinie (fast 100 Meter) ab; doch schon jenseits des Schlossberges treten wir in das für diese äusserste südliche Partie der mährisch-schlesischen Sudeten bezeichnende Gebiet des allmäligen Ueberganges in die umgrenzende Thalniederung; von Höhen wie 331 Meter (Gemeindewald südlich von Swrtschow) erfolgt ein stetiger Uebergang über 306 Meter, 296 Meter, 282 Meter, 230 Meter zu dem bei der Eisenbahnhaltestelle Radwanitz 224 Meter hohen Alluvium der Beczwa. Ebenso allmälig ist auch auf der Seite gegen die March das Absinken der Höhe: von 317 Meter (Nawartieberg bei Suchonitz) über 264 Meter, 220 Meter hinab auf 208 Meter (Majetein im Marchthale).

Folgen wir zunächst jener Tiefenlinie von Aujezd. Bei Unter-Aujezd, wo ihre Vereinigung mit der Beczwathallinie erfolgt, stark eingeengt von den nordöstlich und südwestlich rasch ansteigenden Gebirgsstücken, erweitert sie sich bei Skoky. Als Felsenthor somit im ersten Beginn entwickelt, weist sie uns eine Reihe von Aufschlüssen, die hier oftmaligen Wechsel in der Streichrichtung und im Masse des Verflächens zeigen. Herrscht auch das für die äusserste Randzone des Culm öfter hervorgehobene Westfallen vor, so ist doch auch ein Umkippen gegen Ost wahrzunehmen; andere Schichten stehen saiger unmittelbar neben solchen, welche sehr flach liegen; die Streichrichtung wechselt zwischen h 1 und h 4. Das Gestein ist die Grauwacke mit zurücktretenden Einlagerungen von Schiefer, darunter auch von einem sehr dunklen, der entfernt an Kieselschiefer erinnert. Ist das Felsenthor passirt, so treffen wir, wo sich die Einsenkung mit den ersten Häusern von Skoky erweitert, auf vereinzelt herumliegende Blöcke eines sofort sehr auffälligen, sehr festen Quarzites und indem wir längs jener Tiefenlinie weiter wandern, begegnen wir denselben noch an einer Reihe von Punkten. Ich nenne, ohne damit wahrscheinlich erschöpfend zu sein, als die Punkte, an denen ich die meist kleinen Blöcke traf, ausser den genannten bei den südwestlichsten Häusern von Skoky: Die Höhe V dubině (363·5 Meter südwestlich von Skoky) an dem vom Schlossberg von Weselitschko nach Nordost führenden Höhenwege, dann Südwest von jener Höhe (363·5 Meter) und Nordwest von der Kapelle im Dorfe Tupetz, sodann am Waldrande westlich von Steinmeritz, knapp südlich von dem ersten westwärts in den Wald Lukawetz eintretenden Wege, ferner an dem vom Waldrande nordwestwärts nach Steinmeritz führenden, mit Bäumen bepflanzten Wege und schliesslich längs der ganzen Waldlisière westlich an Steinmeritz vorbei bis da, wo dieselbe unweit des Ziegelschlages sich östlich gegen die Leipnik-Olmützer Reichsstrasse wendet.

Neben den äusserst festen splitterigen Quarzitblöcken von weisser oder grauer Farbe erscheinen weit seltener Stücke eines schwarzen, ganz dichten Kieselschiefers und sehr vereinzelt einer Art von kieseliger Breccie. Die Grösse der oben pag. 200 petrographisch genauer geschilderten Blockvorkommen wechselt von Eigrösse bis zu der einer grossen Cocosnuss etwa; ihre Form ist im Allgemeinen abgerundet, ein Umstand, der bei der ausserordentlichen Härte sämmtlicher Blöcke zu berücksichtigen ist.

Oestlich der in der Tiefenlinie hinziehenden Strasse sah ich nur noch in dem Waldwinkel nordwestlich von Zavadilka etliche Geschiebe herumliegen.

Aufschlüsse, welche uns hier über das Wesen dieser vereinzelten, fremdartigen Blöcke aufzuklären in der Lage wären, fehlen. Der oben erwähnte Ziegelschlag an der Waldlisière nordwestlich von Steinmeritz schliesst einen Lehm auf, von dem sofort gesagt werden kann, er sei kein eigentlicher Löss. Die vielfach darin enthaltenen Stückchen von Culmgrauwacke machen seine Natur als Höhenlehm offenkundig, wofür auch die nur sehr geringe Mächtigkeit des wirklich abbauwürdigen Lehmes spricht. Fasst man ausserdem den ganzen landschaftlichen Charakter der Fläche um 381·5 Meter in's Auge als einer nicht unbeträchtlichen, gleichmässig ausgedehnten, waldlosen Tafel, so erhält man den Eindruck, den das Culmgrundgebirge eben stets macht, wo eine bedeutendere Höhenlehmentwicklung Platz gegriffen hat. Und sonst ist ausser einem Zutagetreten des Culmgrundgebirges östlich von Skoky in dem Feldgebiete der Tiefenlinie nichts zu erblicken, es wären denn noch Stücke von dichtem weissen Quarze, wie er des Oefteren in Gängen oder Linsen die Grauwacke durchsetzt. Der Genauigkeit halber sei nicht verschwiegen, dass diese Bruchstücke sich an zwei Stellen unweit der genannten fremdartigen Quarzitblöcke finden; das eine Mal trifft man auf dieselben, wenn man den Weg auf dem Höhenkamme V dubině weiter gegen den Schlossberg verfolgt, ungefähr da, wo vom oberen Theile von Weselitschko der steil eingeschnittene Schluchtenweg die Höhe erreicht. Doch wäre es gewiss verfehlt, diese weissen Quarzstücke zusammen mit den fremdartigen Quarzitblöcken als etwas Gleichartiges betrachten zu wollen; die in der Nähe der weissen Quarzbruchstücke herumliegenden Stückchen von Grauwacke erweisen wohl, dass diese nur die Bestandmasse eines Quarzganges sind, welcher in situ zerfallen ist. Wollte man die Quarze, die übrigens an Zahl weit die Quarzitblöcke überragen, aber weit kleiner sind, doch mit diesen in Zusammenhang bringen, so hätte man ja auch den Umstand zu erklären, wie so von dem so unvergleichlich härteren Quarzit den Quarzstücken gegenüber relativ so wenig sich erhalten. Gelingt es nun auch in der Nähe der zweiten grossen Quarzanhäufung an dem Waldrande Südost von Steinmeritz, Südwest von 359 Meter nicht, die Grauwackenbruchstücke in der Ackerkrume zu erweisen, so kann doch auch hier wohl mit Sicherheit angenommen werden, dass das Zusammenvorkommen der weissen Quarze und der harten Quarzite nur ein zufälliges ist, jene vielmehr sicher einem Culmquarzgange angehören. Es ist damit aber die Natur jener splitterharten Quarzitblöcke selbst noch keineswegs klar geworden.

Wir verfolgen die Tiefenlinie, welche zunächst durch die sie durchquerenden breiten Thalbetten des Mühlgrundes und des von Kozlau herabkommenden Baches in ihrer auffälligen Gestalt unterbrochen wird, weiter zur Höhe von Gr.-Aujezd. Die östlich und nördlich grenzenden Höhen treten weit zurück, wir stehen am Steilabfalle des Odergebirges und innerhalb der grössten Verbreiterung des eigenartigen Senkungsfeldes. Aber auch hier ist die Gelegenheit, sich über die Natur jener Quarzitblöcke, die wir in so auffälliger Weise der geschilderten Tiefenlinie folgen sahen, Rathes zu erholen sehr gering. Das von Gr.-Aujezd west-

wärts sehr allmälig an Höhe abnehmende, gleichmässige flache Gebiet der Waldwiesen, des Hapelkoschwaldes (zum Theil), von Daskabat und Liliendorf bietet nur sumpfige Wiesen, zum Theil mit Waldbüschen bestanden und Aecker, jenseits welcher die üppig bewaldeten Hänge des Odergebirges im Norden steil aufsteigen, im Süden die mannigfach gestalteten Hügelreihen sich anschliessen. Als ein grosses Alluvialgebiet verzeichnet die frühere geologische Karte dieses Gebietstück, dessen genauere Begrenzung im Osten etwa durch den vom westlichen Theile des Dorfes Gr.-Aujezd gegen Nord ziemlich nahe dem linken Ufer der Olleschnitza führenden Weg, sodann den oberen Theil der Waldwiesen und des Hapelkoschwaldes im Norden, den östlich von Liliendorf sich der Reichsstrasse (bei 327 Meter) nähernden Bach und schliesslich ziemlich ungezwungen im Süden durch diese Strasse selbst gegeben ist. Die für dieses, etwa 4 Kilometer lange und 2 Kilometer breite Flachgebiet, welches sich gegen West sehr allmälig senkt, in der Mappirungskarte enthaltenen Höhencôten sind von Ost nach West folgende: 359, 369, 366, 354, 341, 331, 341, 326, 331, 327, 321 Meter.

Wenn ich mich entschlossen habe, dieses gleichmässig flache Gebietsstück mit der Farbe des Culmgrundgebirges zu belegen, so leiteten mich hierbei die folgenden Gründe. Knapp unterhalb der südwestlichsten Häuser von Gr.-Aujezd befindet sich ein Ziegelschlag; der darin enthaltene Grauwackengrus lässt wie in dem zuvor besuchten ober Steinmeritz einen aus der Zersetzung des Grundgebirges an Ort und Stelle hervorgegangenen Höhenlehm erkennen. Dass die Felder nördlich von Gr.-Aujezd in der Richtung auf den durch Hochwald gekennzeichneten Südabfall des Odergebirges überall das Vorhandensein von Grauwacke in Form von Ackergrus und Lesesteinen erweisen, ist bei dem hier noch nicht so scharf ausgesprochenen flachebenen Charakter des Bodens nicht zu verwundern. Aber auch in dem so recht gleichmässig flachen Gebiete gegen Daskabat und Liliendorf gewahrt man z. B. östlich von Daskabat die Culmbruchstücke in dem Lehme, der selbst an etlichen Punkten in einer Mächtigkeit von ein Paar Centimetern abgegraben wurde.[1]) Somit ist wohl auch hier lediglich Höhenlehm anzunehmen. Innerhalb dieses Gebietes fand sich nun in den Feldern südlich der Strasse, knapp ehe diese östlich von Liliendorf die Höhe von 327 Meter erreicht, wieder ein Block jenes fremden, ungemein harten Quarzites. Sehr nahe aber von diesem Fundorte treffen wir, so wir uns von der Strasse südlich wenden, in den Feldern auf deutliche Schotterbestandtheile. Wir finden dieselben längs der Reichsstrasse von der genannten Côte (327 Meter) bis gegen das Ostende von Daskabat, sie verlieren sich, wo wir uns dem Walde südlich von Daskabat nähern, bald, reichen aber längs dem westlichen Waldrande $^1/_2$ Kilometer südwärts der Strasse und häufen sich, wenn wir von da gegen West die Felder in der Richtung auf jene Höhe durchstreifen, die östlich von der Windmühle bei 331 Meter sich befindet (Na pastviskach) an dem Wege von Doloplas zur Reichsstrasse. Auf dieser Höhe befindet sich eine

[1]) Wohl nur hierauf bezieht sich die Bemerkung, die Graf Joh. Mitrowsky (1792) über den guten Ziegelthon zwischen Daskabat und Ober-Aujezd machte; a. a. O. pag. 233.

Sandgrube. Wir sehen intensiv rostfärbigen Sand, der zumal in seinem Liegenden feinkörnig ist, während die zum Theil groben Schotterstücke mehr im Hangenden sich befinden. Unter diesen Schotterbestandtheilen, welche durchwegs deutlich abgerollt sind, herrschen in erster Linie die verschiedenfärbigsten Quarze vor. Daneben fehlen auch Grauwackestücke nicht; ganz selten sieht man ein kleines Fragment eines lichten Granites. Endlich fand ich auch noch einen jener fremden Quarzite im Bereiche dieser Sand- und Schotterablagerung.

Der Vollständigkeit halber erwähne ich noch, dass vom Jägerhause bei Daskabat an der neuen Waldstrasse gegen Nord allenthalben Schotterstücke herumliegen, die aber durchaus der Grauwacke angehören und schon allein darum mit den bis nun geschilderten nicht zusammengestellt werden können; sie sind jedenfalls als das Alluvium des kleinen Baches anzunehmen.

Nun scheint es auf den ersten Blick verlockend, das reichliche Schottervorkommen an einem Theile des Südrandes der Hochfläche von Daskabat mit dieser selbst in genetischen Zusammenhang zu bringen, dem Schotterlager die Rolle eines Schotterwalles zuzuschreiben; es würde hierdurch die bisher auf der geologischen Karte des Gebietes ausgedrückte Anschauung, nach welcher das flache Gebiet der Waldwiesen etc. als eine grosse Alluvialfläche aufzufassen wäre, eine gewisse Bekräftigung erhalten, insoferne jene etwa einem einstigen Seeboden entspräche; mit einem solchen wäre ja das Dasein eines Schotterwalles nicht so schwierig in Zusammenhang zu bringen. Auch könnten dann die nördlich bei Daskabat vorhandenen periodischen Teiche als die heutigen Ueberbleibsel dieser Seenplatte in's Auge gefasst werden. Aber gerade diese periodischen Teiche, die ich wohl nur als sehr stark versumpfte Wiesen kennen lernte, scheinen auch in früherer Zeit keineswegs eine merklich grössere Bedeutung gehabt zu haben. Ich vermuthe dies aus der folgenden historischen Thatsache: Als zu Anfang des vorigen Jahrhunderts die Strasse von Olmütz nach Leipnik angelegt wurde, eben die Strasse, welche der beschriebenen Tiefenlinie folgt, da musste dieselbe in der Gegend von Daskabat durch dichten Urwald durchgehauen werden und wird ja auch der Name des damals angelegten Dorfes von dem in den Wäldern daselbst verborgenen Raubgesindel hergeleitet (Daskabat czechisch soviel wie: Gib den Rock her).[1] War also zu dieser Zeit das Gebiet ein schwer durchdringlicher Wald und berichtet die dieses vermeldende Tradition andererseits nicht das Geringste von einem See, so wird es wohl gestattet sein, den heute vorhandenen Sümpfen in dieser Beziehung keine zu grosse Wichtigkeit beizulegen, dieselben vielmehr als das aufzufassen, was man im Niederen Gesenke, auch in dem hier geschilderten Abschnitte desselben, an so vielen Stellen sehen kann, als die durch eine bedeutende Entwickelung von Höhenlehm geschaffenen abflusslosen versumpften Höhenböden.

Wir verlassen nunmehr die Thaldepression über das Sand- und Schottervorkommen von Na pastviskach gegen den Rand des Waldes, welcher den rechten Thalhang des Olleschnitzabaches bekleidet. Die

[1]) Wolny, Topographie Mährens. I, pag. 449.

Schotterstücke hören auf und Grauwacke beginnt wieder zu herrschen etwa 1000 Schritte vor der auf der Karte ersichtlichen Höhe, östlich vom südlichen Theile des Dorfes Doloplas und nordostnördlich von der Höhe 327 Meter; in dem Thälchen aber, das zwischen dieser letzteren und jener ersteren von West her zur Oleschnitza herabführt, erscheinen wieder Schotter wohl analoger Art; wenigstens als solcher sind wohl die hier und auch auf der Höhe 327 Meter selbst vereinzelt herumliegenden Quarze in Folge ihrer abgerollten Form anzusehen; wäre nicht diese letztere vorhanden, so könnte man ja wohl auch an einen Quarzgang denken, welcher in der durch den Verwitterungsrückstand sicher nachweisbaren Grauwacke des Untergrundes aufsetzen würde.

Und noch verlassen wir an einer zweiten Stelle die Thaldepression. Wir wenden uns von dem Mittelpunkt bei Gr.-Aujezd längs des Weges zum Bielawald in das südwestwärts folgende flachwellige Hügelgebiet. Nachdem wir zunächst Lesesteine von Grauwackenschiefer und Grauwacke, diese zum Theil conglomeratisch ausgebildet, getroffen, fesseln bei der Côte 370 Meter wiederum etliche Quarzitblöcke unsere Aufmerksamkeit. Dann aber nehmen wir auch kleinere Bruchstücke von verschiedenfarbigen Quarzen und auch von Quarziten, die nicht so dicht und nicht so hart und splitterig sind wie jene erstgenannten und ein zum Theil mehr sandsteinartiges Gepräge besitzen. Alles aber zeigt sich deutlich abgerollt. Wir verfolgen das Vorkommen auch noch weiter in den Bielawald hinein, in dessen Moosboden allerdings der sichere Nachweis oft ausserordentlich schwierig wird; etliche Schritte, nachdem die erste, auf der Karte eingezeichnete Schneisse den Waldweg erreicht hat, mag das Ende dieses Schotterlagers anzunehmen und demselben, so weit es eben beim Durchstreifen des Waldes zu beiden Seiten des Waldweges sich mir zu ergeben schien, eine im Verhältnisse zu der ziemlich bedeutenden Längserstreckung, die mit $1^1/_2$ Kilometer eher zu niedrig gegriffen ist, unbedeutende Ausdehnung in die Breite zuzuschreiben sein. Denn jenseits dieser hiermit angedeuteten Grenzen überwiegen die im Waldboden schwer kenntlichen Grauwackenreste, wenn auch noch tiefer drinnen im Bielawalde, da wo der Weg von dem Plateau wieder abzusteigen beginnt gegen Trschitz (nicht wie die Mappirungskarte schreibt: Teschitz), dann und wann stark abgerollte Quarze sich einstellen, auf die allein hin aber das Dasein einer Schotterschichte kaum anzunehmen ist.

Mit einem Worte muss ich jetzt auf ein Bedenken zurückkommen, das sich mir bei der Begehung dieses Vorkommens aufdrängen wollte. Die Conglomeratstücke, welche südwestlich von Gr.-Aujezd, wie oben erwähnt, herumliegen, könnten nämlich die Ansicht aufkommen lassen, als wären die Schotterstücke die aus dem Verbande des Conglomerates gelösten Bestandtheile, ähnlich wie wir oben die Gerölle von Prusinowitz etc. deuten mussten. Hingegen sprechen mit aller Entschiedenheit die grosse Anzahl dieser einzelnen Gerölle, der Mangel an den conglomeratischen Grauwacken innerhalb dieses Schottergebietes selbst und vor Allem aber das Auftreten der hervorgehobenen Quarzite, die mir an keinem Punkte in Grauwackenconglomeraten bekannt geworden sind.

Es stellt somit dieses Schottervorkommen eine dem breiten Höhenkamm sich anschmiegende Bildung dar.

Indem wir aber die Lage dieser Schotterpartie zusammenhalten mit der vorher geschilderten auf der Höhe am rechten Ufer der Olleschnitza (Na pastviskach und die einzelnen Reste bei 327 Meter südöstlich von Doloplas), so ergäbe sich wohl viel eher in der Art ihrer Verbreitung ein Parallelismus zum Thallaufe der Olleschnitza als zu der Tiefenlinie von Daskabat-Aujezd, welche wir somit keineswegs für den Rest einer lediglich auf diese selbst beschränkten Wasserbedeckung halten können.

Um aber zu dieser selbst zurückzukehren, haben wir noch zu erwähnen, dass sie in ihrem letzten Theile in dem langsam westwärts abdachenden Hügelgebiete von Przaslawitz sich verliert, indem der steil aufsteigende Waldgebirgswall des Odergebirges sich schon längst mehr nach Nord gewendet hat. Bis zum Westende des genannten Dorfes Przaslawitz bewegen wir uns wohl noch fortwährend in dem zu Höhenlehm zerfallenen Grundgebirge, indem auch noch die Ziegelstätte unweit der Höhe Na sirokem (318 Meter) den mit Culmgrauwackestückchen versetzten Lehm abbaut. Erst da, wo die Strasse, der wir so lange gefolgt, von dieser Höhe durch das Dorf absteigt, dürfte die Bedeckung mit dem eigentlichen diluvialen Lehm des Marchthales ihren Anfang nehmen.

Sollen wir nun auf Grund unserer Beobachtungen ein Urtheil abgeben über die Natur und Entstehung der Tiefenlinie längs der Strasse Olmütz-Leipnik, so müssen wir zunächst die längs derselben an mehreren Punkten beobachteten Quarzitgerölle mit den Schotter- und Sandlagen in Zusammenhang bringen, wie auch die Begehung des westlichen Gebietes uns noch oft die Quarzite in Schottern zeigen wird. Diese selbst aber haben wir mit Hinblick auf analoge, Fossilien führende Schotter in benachbarten Gebieten als Miocänbildungen zu betrachten; die Betheiligung fremder Gesteinsfragmente und die bedeutende Seehöhe der Vorkommen sind da entscheidend (vergl. pag. 200). Und indem wir ebensolche miocäne Schotter noch in dem ganzen Gebiete südwestlich kennen lernen werden, an keiner Stelle aber in dem so wesentlich höheren Odergebirge etc. jenseits der Tiefenlinie kennen lernten, erscheint uns diese als die Grenze des Miocänmeeres gegen das feste Land des Odergebirges und nicht etwa als ein Meerescanal zwischen diesem und dem südwestlichen Hügellande. Die Tiefenlinie mit ihrer weit verfolgbaren flachen Oberfläche als Ufermarke, sowie die Einebnung des südwestlichen, meerbedeckten Gebietes gegenüber dem hohen Odergebirge wird uns klar (vergl. oben pag. 206).

Wenden wir uns nunmehr diesem flachwelligen Hügelgebiete im Südwesten der Tiefenlinie selbst zu.

Es ist dies, so wie es ein landschaftlich ausserordentlich uninteressantes Gebiet ist, auch ein in geologischer Beziehung undankbarer Landstrich, in welchem besonders die für die Zwecke einer den Thatsachen genau entsprechenden Kartirung wichtige Frage, wo noch Grundgebirge, wo schon Lössbedeckung anzunehmen sei, oft schwierig zu beantworten ist. Eine sehr fruchtbare Bodendecke breitet sich allent-

halben über das Gebiet hin aus, Aufschlüsse sind spärlich, aber wo solche erscheinen, ist es gar nicht selten, dass neben einem kleinen lochähnlichen „Steinbruche", aus welchem Grauwacke vielleicht für ein paar Wochen gewonnen wurde, unmittelbar eine mächtige Wand von typischem, die bekannten Schnecken führenden Löss ansteht. Eine genaue Begehung dieses Gebietstückes hat nun gar nicht wenige Aufschlüsse von Grundgebirge und echtem Löss auffinden lassen; aber für die grosse Strecke Ackerboden, der zwischen zwei derartigen Aufschlüssen sich hinzieht, hatte ich, wie oft mich auch mein Weg durch dieses flachwellige Feldergebiet führte, fast immer eine andere Anschauung, die sich naturgemäss darnach richtete, ob ich aus einem Gebiete, welches sicherer Grauwackeboden war oder ob ich aus typischem Lössgebiete kam. Wenn ich mich schliesslich doch dafür entschied, auf der Karte dem Culmgrundgebirge eine grössere Verbreitung einzuräumen, so war eben in erster Linie massgebend, dass oft unmittelbar neben der schönsten Lösswand ein Grauwackefels sich dem Auge darbietet, der Löss darum vielmehr hier einen ganz anderen Eindruck hervorruft als jener weit und breit die Thalbetten der March und Beczwa füllende Lehm. Dort eine grosse zusammenhängende, oft ganz und gar nicht lössähnliche Masse, hier eine lange Reihe von einzelnen, meist räumlich beschränkten Lappen, bald dort einem Thalhang anklebend, bald dort die Kuppe eines kleinen Hügels bildend, an dessen Flanken wieder Grundgebirge zu Tage tritt. Indem mir dieses Wesen für den Löss dieses Hügelgebietes bezeichnend schien, habe ich denn jene mehr zusammenhängenden Lehmgebiete, wie sie den Felderboden zumal zwischen Lipnian, Suchonitz und Neleschowitz bilden, lieber mit der Farbe des Grundgebirges belegt, also nur als eluvialen Höhenlehm aufgefasst und nur die einzelnen, thatsächlich durch typische Wände etc. genau charakterisirten kleineren Vorkommen als Löss gegeben. Dass ich diese einzelnen Vorkommen nicht als Denudationsreste einer zusammenhängenden Lössdecke ansehen möchte, ward pag. 211 entwickelt. Durch die Einzeichnung dieser sehr zahlreichen kleineren Lössvorkommen, sowie von bisher ganz übersehenen miocänen Schottern und Sanden unterscheidet sich die neue Karte wesentlich von der bisherigen. Dieselbe hatte von dem Marchlöss über Czechowitz, Doloplas, Trschitz zur Dolnymühle eine lange Lösszunge in das Grundgebirge zusammenhängend hineinreichen lassen; aber gerade in den sämmtlichen oben genannten Orten steht überall das Grundgebirge an! Ausserdem gibt die alte Karte einen grösseren Gebietsstrich innerhalb des Culmgebirges mit der Lössfarbe; es reicht derselbe südlich von Gr.-Aujezd über Wiklek, Swrtschow bis nördlich von Gr.-Lasnik. Aber schon die gewöhnliche Specialkarte verzeichnet innerhalb dieses angeblichen Lössstreifens an einer Stelle einen Steinbruch und in der That überwiegt auch hier weitaus das Grundgebirge über einzelne Lössinseln.

Beginnen wir denn die Schilderung dieses Hügellandes da, wo die Natur des Culmgrundgebirges noch unzweideutig vor Augen liegt, der Steilabsturz zur breiten Beczwaniederung noch sichtbar ist. Durch ein Felsenthor, sagten wir, tritt die vorher verbreiterte Senkungslinie, von der wir ausgegangen, bei Unter-Aujezd in die Beczwaniederung und

in Felsen stürzt von hier an auch südwestwärts die Culmgrauwacke zu dem immer noch 100 Meter niedrigeren Diluvium ab; durch das nördliche Ende von Tupetz und Weselitschko verfolgen wir ungemein deutlich den Steilabsturz, welcher dann erst sich verliert. Hatten wir auch in dem Felsenthore von Skoky grosse Unregelmässigkeit im Streichen und Fallen wahrgenommen, so können wir längs der südwestlichen Erstreckung des Steilabsturzes das für diese äusserste Randzone des Culm bezeichnende Nordwestfallen, also entgegengesetzt der orographisch zum Ausdruck kommenden südöstlichen Richtung des Absturzes, wieder wahrnehmen. Und auch hier wieder beobachten wir jene zweite Erscheinung, den ungemein kleinen Fallwinkel, wie sehr auch orographisch der Absturz des Gebirges hervortritt. Ich notirte gegen Tupetz ein Streichen regelmässig nach h 3—4 bei Nordwestfallen mit 10—15°, im Gebiete des Schlossberges an dessen Südabfall nach Weselitschko ein Streichen nach h 4 mit dem gleichen Einfallen unter 30°. Ebenso aber wie in dem Felsenthore von Skoky beobachten wir auch hier in dem knapp nach dem eigentlichen Absturze folgenden Gebietsstücke eine recht gestörte Lagerung der Schichten in dem Thälchen, das von dem Ostende von Weselitschko nordwärts zu jener Höhe führt, auf welcher wir weiter oben eines der Verbreitungsgebiete der Quarzitblöcke kennen lernten; in diesem Thälchen sehen wir den hier schieferig entwickelten Culm mehr nach h 1—2 streichen bei steilerem, übrigens auch westwärts gerichteten Einfallen und in dem Steinbruche, den man schon aus weiter Entfernung als hellen Punkt aus dem Grün des Schlossbergwaldes gegen dessen südwestliches Ende hervorschimmern sieht, gewahrt man ein ausserordentliches Durcheinander der Fallrichtungen. Lässt sich auch im Allgemeinen für die massigen Grauwackenbänke, welche in dem oberen Theile dieses grossen, auf der Karte nicht eingezeichneten Steinbruches entblösst sind, im grossen Ganzen die Lagerung in einer grossen Falte erblicken, so sieht man andererseits in dem unteren Theile des Steinbruches die Schichten in einer mit jener Falte durchaus nicht zu vereinigenden, direct entgegengesetzten Lagerung: dem westlichen Schenkel jener Falte entspricht im unteren Theile des Bruches Ostfallen, dem östlichen ein Westfallen. Die Störungen in der Lagerung sind somit sehr bedeutend.

Das Waldgebiet Lukawetz und Malenka durchschreiten wir rasch, schon allein die Waldbedeckung kündet den, allerdings nicht deutlich aufgeschlossenen Culm; aber auch das Ackerland gegen Swrtschow lässt die Grauwackebröckchen erkennen und bei dem Dorfe selbst ist sie, wenn auch kärglich, aufgeschlossen; wir stehen nicht mehr in dem für die äusserste Randzone des Culm bezeichnenden, fast ausschliesslichen Westfallen, die Grauwacke fällt bereits wieder nach Südost, ein Aufschluss am jenseitigen Ufer des Mühlgrundes allerdings, östlich von der Strasse nach Wiklek, am Südabfalle der Skalka zeigt uns wieder das nordwestliche Verflächen. An der Stelle eben dieses Aufschlusses befänden wir uns der alten Karte zu Folge bereits im Gebiete jenes erwähnten, zusammenhängenden Lössstreifens innerhalb des Grundgebirges. Am nordwestlichen Ende von Wiklek treffen wir in der That auf eine Entblössung, die aus der Ferne einer Lösswand gleicht. Bei genauer Untersuchung stösst

einem aber mancher Zweifel auf; abgesehen von der Steilwand, in welcher der Löss so gerne abstürzt, spricht nur sehr wenig für typischen Löss; vor Allem ist es ein stark sandiger Lehm, dann und wann sogar mit kleinen Schotterstückchen, welcher obendrein die Andeutung einer Schichtung nicht verkennen lässt. Ich konnte darum über das Wesen der Bildung, die manchmal nur eine besonders mächtige Gehängeschuttbildung zu sein scheint, nicht völlig klar werden und vermisste im nördlichen Verlaufe des Bachlaufes weitere Aufschlüsse; hingegen erwies sich das Gebiet südwestlich von Wiklek, als in der Fortsetzung jenes Lössstreifens der älteren Karte gelegen, entschieden als einer eigentlichen Lössbedeckung ermangelnd. Wider Erwarten, muss ich sagen; denn die hohlwegartige Schlucht, die vom unteren Ende von Wiklek südwestlich zur Höhe heraufzieht, ähnelt durchaus der für eine Lössschlucht bezeichnenden Form; aber die vielen herumliegenden Culmgrauwackenbruchstücke müssen eines Besseren belehren. Ueber die Windmühle hinweg folgt dann gar noch ein Steinbruch in der Karte eingezeichnet, in welchem freilich heute nicht das geringste Anstehende mehr zu sehen ist. Da sieht man schier noch bei der Windmühle selbst (339 Meter) eine grössere Zahl von Grauwacketrümmern als in diesem auf der Karte noch immer fortgeführten Steinbruche. Aber westlich von hier befindet sich in der That Löss, das ist in dem schon ausser jenem angeblichen Lössstreifen befindlichen Kl.-Lasnik. Sowohl der schmale Hohlweg, der zu dem oberen Theile des Dorfes herabführt, wie ganz besonders der grosse und tiefe Hohlweg an der anderen Seite des Thälchens, welcher gegen Zákřow zu führt, zeigt den Löss aufgeschlossen. Fand ich auch weder die sonst so häufigen Lössschnecken, noch auch die Lösskindel darin, so besteht doch nach der ganzen Oberflächenform, dem steilen Absturze, der prägnant ausgesprochenen Wandbildung und dem petrographischen Habitus kein Zweifel über die Lössnatur.

In Zákřow sind wir, der alten Karte zu Folge, wieder in dem geschlossenen Grauwackengebiete des linken Olleschnitzaufer, in dessen nördlichem Theile wir aber im Bielawalde bereits das grosse Schotterlager geschildert haben. Mit dem südwestlichen Ende desselben haben wir oben geschlossen, d. i. auf der Höhe des Bielawaldes, nördlich von Zákřow. Dort hatten wir die Trümmer von Grauwacke und hier in Zákřow werden wir die am Südrande des Dorfes sichtbaren Lehmpartien wohl auch nur als Verwitterungsproduct des Grundgebirges, keineswegs als Löss anzusehen haben. Ebenso glaube ich auch, den Felderboden auf der plateauförmigen Höhe westlich des Dorfes deuten zu müssen. Allerdings läge hier bereits einer der einleitend erwähnten Fälle vor, wo Mangels an Aufschlüssen eine sichere Entscheidung schwierig. Steigen wir herunter nach Trschitz, so sehen wir nordöstlich der nördlichsten Häuser die Culmgrauwacke in etlichen Felsen entblösst, die auch nicht mehr das randliche Nordwest-, sondern Südostfallen erkennen lassen bei sehr steilem Fallwinkel. Ebenso enthüllen im letzten Theile der neuen Strasse eine Zahl kleinerer Entblössungen das Grundgebirge. Schwieriger wird die Entscheidung aber an der Olleschnitza aufwärts und abwärts; die steile Böschung und die Waldbedeckung, wie sie dem unverhüllten Grundgebirge eigen, hören auf. Zudem tritt südwärts von Trschitz ein landschaftlich und theilweise

auch geologisch nicht bedeutungsloses Moment zum ersten Male auf unserer Wanderung uns vor Augen; zum ersten Male sehen wir die hohen Masten der Hopfenplantagen, wie sie für das zu beschreibende Hügelgebiet einen eigenartigen und für das landschaftliche Gepräge der mährisch-schlesischen Sudeten gänzlich neuen Factor bedeuten. Die Tiefgründigkeit des Lehmbodens, in welchem der Hopfen wurzelt, beweist im Allgemeinen die Anwesenheit von Löss; doch werden wir an etlichen Punkten Hopfenwäldern in einem, lediglich durch die örtliche Zersetzung des noch erweisbaren Grundgebirges gebildetem Lehm begegnen.

Nordwärts Trschitz verzeichnet die Specialkarte einen Ziegelschlag. Der Umstand, dass ich eine rothweiss gefleckte Quarzbreccie als Geschiebe in der zwischen Lehm und Sand schwankenden Ablagerung fand, veranlasst mich, dieselbe mit den deutlicher als Sand oder Schotter entwickelten Miocänbildungen zu parallelisiren. Die Schwierigkeiten aber, über das Alter so mancher Sand- und Schotterbildungen zu einem sicheren Schlusse zu gelangen, sind angesichts dieses Aufschlusses, dessen zum Theil lehmartige Beschaffenheit anfänglich an Löss denken liess, ganz klar und etwa eine Schichtfolge altersverschiedener Glieder zu construiren, wäre hier vergebliches Bemühen. Indess ist keinerlei Anzeichen dafür vorhanden, dass die fragliche Bildung über den augenblicklichen Aufschluss weiter reiche; wir bleiben im aufschlusslosen Culm, bis wir mit dem Waldbeginne auf reichlichere Lesesteine, am rechten Ufer direct auf etliche Aufschlüsse stossen. Damit erreichen wir aber das Waldgebiet, an dessen anderem Ende wir die Schotter von Daskabat kennen lernten.

Von Trschitz abwärts treffen wir sichere Lösslager, es entsprechen dieselben zum Theile dem Ende jener grossen Lösszunge, die nach der alten Karte aus dem Marchthale über Doloplas in's Innere des Culmgebietes hereinreicht. Wir werden sehen, dass dieses zusammenhängende Lössgebiet den thatsächlichen Verhältnissen nicht entspricht, dass vielmehr in ihrem Verlaufe nur eine Anzahl einzelner Lösspartien dem Grundgebirge, wie an vielen anderen Stellen anhaftet. Unter Trschitz weist uns zunächst die Specialkarte unterhalb des zuvor besprochenen, etwas unsicheren Gebietes der Hopfenanpflanzungen einen Ziegelschlag (am linken Ufer). Was hier aufgeschlossen ist, weist alle bezeichnenden Züge des Löss, wie den Steilabsturz und die hohen Wände auf, wenn es auch nicht gelang, Lössschnecken zu finden. Ebenso sicher kenntlich ist der Löss etwas thalabwärts, zwischen der Hornymühle und der uralten Kirche Svata Konhotka. Wir sehen hier knapp am Beginn der Thalböschung eine Lösswand, um aber sofort auf wohl aufgeschlossene Culmgrauwacke zu treffen, wenn wir nur etliche Schritte am Gehänge ansteigen; der Weg, der auf der Höhe der Thalböschung durch einen Wald von Kirschbäumen führt, befindet sich bereits im Grundgebirge und bleibt es bis herab nach Gross-Pentschitz, wo wir sodann wieder auf einzelne Lösslager stossen, welche auf den untersten Absatz einer Thalböschung beschränkt sind.

Die Lösszunge der alten Karte befindet sich aber gerade nur auf dem rechten Ufer der Olleschnitza. Hier sehen wir aber Folgendes: Tief eingeschnittene Hohlwege, die von der westlichen Höhe nach Trschitz herab führen, theilweise mächtigere steile Böschungswände;

doch beides nur, so lange wir nicht halbwegs weiter von der Thalsohle uns entfernt haben. Hier habe ich denn Löss gegeben, es bezieht sich dies auf die rechte Thalböschung westlich und wenig südwestlich von Trschitz; was darüber hinaus ist, sowohl gegen Nordwest in der Richtung des fraglichen Lössstreifens gegen Doloplas, wie westlich längs der neuen Strasse nach Watzanowitz rechnete ich dem Grundgebirge zu, bin mir aber bewusst, dass besonders für dieses letztere Gebiet, zum Theile ein üppiges Hopfengebiet, diese Zutheilung unsicher ist. Im weiteren Verfolge jener Lösszunge aber, hinein in das Dorf Doloplas, treffen wir auf deutlich aufgeschlossenes Grundgebirge. Sowohl südlich des Dorfes wie südwestlich und nördlich gegen die Windmühle unweit des Schotter- und Sandlagers bei Na pastviskach — überall sehen wir die Culmgrauwacke, die z. B. in dem grösseren Aufschlusse südwestlich des Dorfes das südostwärts gerichtete Fallen zeigt und durch einen grossen Reichthum an Quarzlinsen ausgezeichnet ist. Aber auch da fehlt eine einzelne Lösspartie keineswegs. In der auf der Karte angegebenen Ziegelstätte westlich von Doloplas wird ein wohl als Löss zu bezeichnender Lehm abgebaut, gegen dessen Deutung als Verwitterungslehm allein schon die bedeutende Mächtigkeit des Aufschlusses spricht. Und weiter verfolgen wir den angeblichen Lössstreifen, um bei der folgenden Westbiegung des Thälchens, sowie noch deutlicher knapp bei der Höhe (259 Meter) wieder die Grauwacke zu erkennen. Bei diesem letzteren Punkte (linkes Ufer, westlich der Vereinigung mehrerer Bächlein) befindet sich ein kleiner Steinbruch, ein Aufschluss, welcher in dem so eintönigen und undankbaren Gebiete wie eine angenehme Ueberraschung wirkt. Damit nähern wir uns dem Dorfe Czechowitz, in welchem wir jenem Lössstreifen, den wir verfolgen, aber auch den schon sehr geminderten Höhenverhältnissen (etwa 250 Meter) zum Trotze eine ganze Reihe von Steinbrüchen in schöner Culmgrauwacke finden. Es gehören dieselben durchwegs dem linken, östlichen Ufer des Baches an, während das westliche bereits dem Löss angehört. Südlich von Czechowitz versuchen wir sogar eine Linse von sehr grobkörnigem, massig gefügtem Culmconglomerat besonders zur Karte zu bringen, das, fast jeder Andeutung von Schichtung entbehrend, ziemlich unvermittelt in die hangende und liegende Grauwacke übergeht. Diese Einseitigkeit des Thalbaues, welcher wir seit jenem letzten Steinbruche vor Czechowitz (bei 259 Meter) folgen — südöstlich Culm ohne jede Hülle, nordwestlich Löss — bleibt auch über das Dorf hinaus verfolgbar, wo der Bach eine mehr meridionale Richtung einschlägt; am Ostufer, d. i. in dem Nord- und Westabfall des Hradiskoberges (Calvarienberges 299 Meter), wird die Grauwacke in einer Reihe von Aufschlüssen sichtbar. Sie erweisen ziemlich stetig das vor Czechowitz beobachtete Südostfallen, während in Czechowitz angesichts der groben Massigkeit des Conglomerates ein Streichen und Fallen nicht sicher erkannt werden konnte und auch in den etlichen Steinbrüchen am äussersten Nordabfalle des Calvarienberges eine deutlich ausgesprochene kugelige Absonderung der Grauwacke die Bestimmung nicht leicht macht; am sichersten wäre noch die Bestimmung in dem gegen Westen vorletzten Bruche h 4—5, Fallen südöstlich (60°). Es ist diese kugelige Absonderung als eine im sudetischen Culm nicht zu häufige Erscheinung hier in grossem Maassstabe ausgebildet, so dass

Kugeln und Knödel von gewaltigen Dimensionen sich herausbilden. Damit sind wir an der Vereinigung der fraglichen Lösszunge mit der Marchebene angelangt und haben für den Südwesthang des Calvarienberges nun in der That eine grosse Lössentblössung zu verzeichnen, in welcher die auf der Specialkarte angegebenen Ziegelöfen angelegt sind. Wir stehen hier vor Lösswänden, die in senkrechtem Absturze über zehn Meter hoch sind, ohne dass an einer Stelle irgend ein Liegendglied sichtbar würde. Lössschnecken und Lösskindel sind allenthalben zu finden. Nicht verschwiegen sei übrigens, dass hin und wieder auch grössere Stücke reinen weissen Quarzes dem Löss (oberflächlich?) eingestreut sind.

Nach all den mitgetheilten spärlichen Aufschlüssen des durchwanderten Gebietes zwischen Trschitz, Doloplas und dem Hradisko befinden wir uns somit längst ausser dem Bereiche der Randzone, bereits im Ostschenkel der mächtigen ersten Culmantiklinale. Zugleich aber nehmen wir wahr, dass die für das gleiche Gebiet weiter nordöstlich (zwischen Liebau und Bodenstadt) erwiesene sehr flache Lagerung hier im südwestlichen Theile nicht zutrifft (vergl. pag. 121).

Wir steigen von dem Lössvorkommen am Westfusse des Hradisko, einem der schönsten und grössten innerhalb der südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten, ostwärts zur Höhe; hier hat auch schon die frühere Karte Grundgebirge gegeben. An einer Stelle ist dasselbe wieder, wie in Czechowitz, als grobes Conglomerat ausgebildet, das sich durch mehrere der steinbruchartigen Löcher verfolgen lässt. Hier, knapp westlich vom Gipfel, beobachten wir h 3 Streichen und das gleiche Südostfallen (40—45°); auf der Triangulirungshöhe aber, respective an der nordöstlichen Seite, sehen wir ein nach h 9 verändertes Streichen bei sehr steilem nordöstlichen Fallen und an einer der Entblössungen an dieser Seite des Gipfels sieht man ganz deutlich, wie Grauwackenschichten, die in diesem für den Gipfel bezeichnenden Streichen nach Nordwest mit anderen zusammenstossen, welche das normale Nordoststreichen der unteren Regionen des Berges zeigen. Es mag gestattet sein, daran zu erinnern, dass wir uns nahe der Devon- und Granitinsel von Grügau-Krtschmann befinden. Es kann somit die beobachtete Störung als Analogon angesehen werden zu jenen Störungen der Culmschichten, welchen wir in der Nähe der Devoninseln von Radwanitz und Sobischek in einem allerdings höheren Grade begegnen werden. Es ist darum die einleitend (pag. 122) ausgesprochene Ansicht von dem völligen Mangel der Lagerungsstörungen des Culm in der Nähe der Marchinsel von Krtschmann einigermassen abzuschwächen.

Südwärts der Höhe des Hradisko überschreiten wir eine Reihe eigenartiger Schluchten; beträchtlich tief zwischen jener Höhe und der südlichen des Chlumwaldes eingeschnitten, bieten sie in ihrer Steilheit, Zerrissenheit und Oede ein ganz eigenartiges Bild, das aus der Ferne gesehen am ehesten noch dem einer Lössschlucht zu entsprechen scheint, und in der That lässt auch die alte Karte den Löss des Marchthales in einer kleinen Zunge herein reichen. Doch überzeugt man sich an all den Schluchtwänden von dem Dasein des Grundgebirges, über dem an

manchen Stellen eine grössere Schichte eines unreinen Lehms, theils Verwitterungslehm, theils eine Gehängeschuttbildung, lagert. Eine Aehnlichkeit etwa mit dem kurz zuvor kennen gelernten Löss an der Westseite ist gewiss nicht vorhanden.

Dass wir im Culmgebiete bleiben, da, wo wir das geschlossene Waldgebiet des Chlumwaldes betreten und damit auch wieder grössere Höhe (350 Meter) erreichen, braucht nicht erst versichert zu werden. Aufschlüsse sind mir allerdings keine bekannt geworden, doch sieht man allenthalben spärliche Lesesteine, nicht blos im Verlaufe der über den Haupthöhepunkt von 350 Meter führenden Hauptschneisse, sondern auch am Westrande des Waldes. Ich erwähne dies ausdrücklich, weil die ältere Karte den Westrand des ausgedehnten Chlumwaldes bereits zum Lössgebiet rechnet. Wie ich im nächsten Abschnitt zu schildern haben werde, hat die diesen Westrand deutlich bezeichnende Tiefenlinie zwischen dem rasch höher ansteigenden Walde und einem flachwelligen Feldergebiete im Westen eine Bedeutung als geologische Grenzlinie; von einer Reihe von Sandlagern begleitet, trennt sie das Culmgrauwackegebiet von dem aus grauen, mürben Thonschiefern gebildeten Felderterrain, das ich mit dem westlich folgenden Mitteldevonkalk von Grügau-Krtschmann in Verbindung bringe.

Wir verlassen den Chlumwald ostwärts längs des angesichts der sonstigen Eintönigkeit reizenden Wiesenalluviums des von Przestawlk herabkommenden Baches. Knapp ehe wir dieses Dorf erreichen, also im letzten Theile des Waldes, ersehen wir am rechten Ufer eine hohe, typische Lösswand, in welcher die bezeichnenden Lössschnecken reichlich vorhanden sind; die Mächtigkeit ist gut 6 Meter. Aber der Löss reicht über diesen, vom Thalweg aus allein wahrnehmbaren Aufschluss hinaus noch weiter; denn da, wo man knapp östlich von der gegen Nordwestnord einspringenden Einbuchtung des Thales am untersten Gehänge der rechten Thalseite einen Steinbruch in schichtungsloser Culmgrauwacke vor sich hat, kann man am Gehänge höher hinauf über dieser Grauwacke und über dem Verwitterungslehm derselben deutlich eine Lösslage wahrnehmen. Auch diese ist durch Helix etc. bezeichnet, aber weit minder mächtig.

Hiermit wieder in dem eintönigen Feldergebiete angelangt, treffen wir bei Hoskowitz und Watzanowitz interessante Aufschlüsse.

Zu dem ersteren gelangt man, indem man an der Ostlisière des Chlumwaldes durch gut kenntliches Grauwackengebiet zum Dorfe vorschreitet, dieses ostwärts durchquert und in direct nordöstlicher Richtung die mit 286 Meter markirte Erhebung übersetzt. Am linken Ufer des Baches, der sich im weiteren Verlaufe mit jenem von Doloplas kommenden vereint, treffen wir, und zwar gerade gegenüber dem Punkte, wo am rechten Ufer ein besserer Weg im Bogen zur östlichen Höhe leitet, auf eine Sandgrube. Wir sehen unter einer Decke, die unsicher als typischer Löss zu bezeichnen ist und übrigens nur eine untergeordnete Rolle spielt, sehr verschiedenkörnigen, sehr verschiedenfärbigen Sand, bald reinen groben Quarzsand oder besser Kies, bald stark gelb gefärbten, bald wieder äusserst feinen, fast mehlartigen Sand u. s. w. Dabei erweisen sich die einzelnen Schmitzen gewöhnlich ganz unregelmässig zu einander gelagert und eine deutliche Schichtung ist

wenigstens in dem bisher aufgeschlossenen, räumlich beschränkten Theile kaum wahrzunehmen. Manchmal sind feineren Sandschichten einzelne grössere Gesteinsstücke eingestreut; zumal auf den kleinen Halden, die von dem Abbaue des Sandes stammen, kann man etwas grössere Bruchstücke sammeln. Neben gewöhnlichen Quarzstücken musste ich auch hier wieder Stücken jener harten Quarzite begegnen, die ich ausser Zusammenhang mit jeder anderen Bildung bei Skoky etc. kennen gelernt hatte. Aber leider steht das Vorkommen, welches ich wieder nach Analogie mit solchen in Nachbargebieten in's Miocän stelle, ausser Zusammenhang mit verwandten Bildungen; denn der, womöglich noch kleinere Aufschluss, welcher vom jenseitigen Ufer unsere Blicke auf sich zieht, ist eine kaum zimmergrosse Entblössung des Grundgebirges, das hier in zwei neben einander liegenden Steinbruchlöchern vorübergehend abgebaut wurde. Immerhin ist der Culmaufschluss für die Zwecke der Kartirung wichtig, indem die Grauwacke unter einer dünnen Schichte entschiedenen Verwitterungslehms liegt; darum können wir den Lehm der östlich ansteigenden Felder getrost diesem, respective dem Grundgebirge zuzählen. Es sind eben nur wieder die flachen Höhen durch eine weit mächtigere Decke des Verwitterungslehms gekennzeichnet denn die Gehänge.

Wir erreichen bei Watzanowitz den zweiten Aufschluss. Wir sehen zunächst, wie an der Südostseite des Dorfes Lehm für Ziegeleien abgebaut wird. Die Entblössung ist vorläufig kaum über ein Meter mächtig, wir sehen darum nicht die für den besser aufgeschlossenen Löss bezeichnenden Steilwände und sind sogar versucht, den Lehm, wie er nahe dem Bachlaufe und einem kleinen Teiche liegt, mit alluvialen Bildungen in Zusammenhang zu bringen. Indem sich aber die bezeichnenden Lössconcretionen finden, ist das Vorkommen, das sich vom Süd- bis zum Ostende des Dorfes hinzieht, genügend gekennzeichnet. Das eigentlich interessante Vorkommen aber befindet sich nordöstlich von Watzanowitz am linken Ufer des Baches. Zunächst fällt uns längs des Feldweges in der Richtung auf die Felder Mezi cesti die sandige Beschaffenheit des Weges auf, welche wir an einigen Punkten verursacht fanden durch das sandartige Zerreibsel der Grauwacke. Zudem nähern wir uns dem Thale von Doloplas, wo wir schon eine ganze Reihe von Grauwackeaufschlüssen kennen lernten. Indem wir aber, wenn auch vereinzelt, das eine oder andere Geschiebe finden, ist es klar, dass wir direct ein Sandlager, wenn auch nicht direct als solches aufgeschlossen, vor uns haben, und indem wir unter den spärlichen Geschiebestücken auch eines von dem oft erwähnten festen Quarzite finden, können wir das Vorkommen mit jenem von Hoskowitz etc. in's Miocän stellen.

Das ganze Felder- und Hopfengebiet ostwärts gegen Trschitz, sowie südwärts über Lipnian ist fast ohne jeden Aufschluss; wenn ich es dem Culmgrundgebirge zurechne und trotz des herrlichen fetten Lehmbodens nicht einer ausgedehnten Lösslandschaft, so verweise ich zur Begründung auf das oben schon des Oefteren Gesagte. Vereinzelte Lössvorkommen von ganz sicherer Natur fand ich in Lipnian am Südwestende des Dorfes, wo Löss in 6—8 Meter hohen Wänden ansteht; er ist unverkennbar, wenn ich auch hier nicht die Helices etc. fand; ferner am Südwestende von

Suchonitz. Hier, westlich von Suchonitz, erreichen wir wieder die Ostgrenze von dem südlichsten Antheile des Chlumwaldgebietes und auf der Höhe 317 Meter (Na vartie) haben wir endlich auch wieder den sicheren Boden des aufgeschlossenen Grundgebirges unter unseren Füssen.

Knapp nördlich des Gipfels steht in bescheidenem Aufschlusse Culmgrauwacke an. Werfen wir von hier noch einen Blick zurück auf das durchwanderte, durchwegs niedrigere Hügelland. Eingesenkt gleich einer Bucht zwischen höheren Küstenrändern, die waldbedeckt sind, liegt das fruchtbare Feldergebiet unter uns. Der höher aufsteigende Bielawald, das Waldgebiet der Höhe, auf der wir selbst stehen und welches sich nordwärts vereint mit dem noch mehr ansteigenden des Chlumwaldes — sie schliessen hier dieses eigenthümliche, kesselartig eingesenkte Stück Land ein. Von hier auf dieses herabsehend, würde man wohl keinen Augenblick zweifeln, eine typische, weit zusammenhängende Lösslandschaft, eingesenkt zwischen die höher ragenden Waldberge des Grundgebirges, anzunehmen. Ich betone dies ausdrücklich, um nochmals die grosse Schwierigkeit, dieses Gebiet mit möglichster Richtigkeit auf die Karte zu bringen, hervorzuheben. Ich muss angesichts des Bildes, das sich vom Na vartie bietet, gestehen, dass eine mehr flüchtige Begehung weit eher hier eine grosse und weitreichende Vertretung von Löss, als von Grundgebirge geben müsste. Um so auffälliger darum, dass die Wolf'sche Aufnahme hier nur dieses, nur Grundgebirge gibt; allerdings sind von derselben auch die vielen vereinzelten Vorkommen von sicherem Löss, denen wir begegneten, übergangen.

Eine Stelle des Waldgebietes, das sich an den Na vartie anschliesst, fesselt unser Interesse. Vom Na vartie senkt sich der Wald westwärts zu einem freundlichen Thälchen herab, um jenseits wieder aufzusteigen. Dieses Waldgebiet, das selbst wieder sehr bald als östliches Gegenstück des Chlumwaldes zu Thale geht, lässt allenthalben einen stark sandigen Boden wahrnehmen, welchen man zumal längs des Weges, der auf dem Kamm dieses Waldstreifens führt, wahrnimmt. Etwa da, wo dieser Kammweg in der Mitte zwischen den beiden, auf der Karte eingezeichneten Schneissen angelangt ist, sehen wir Schichtbänke, die uns zunächst lehren, dass keine Schotterschicht vorliegt. Aber nicht sofort wird es klar, ob hier zersetzte, zu Sand zerfallende Culmgrauwacke oder aber der stellenweise zu mürben Sandstein verfestigte Sand des Miocäns vorliegt. Zumal die Art des Auftretens — an den Böschungen zu beiden Seiten des Weges — erinnert an letzteren und auch der Reichthum an Glimmerblättchen, das gröbere Korn scheinen nicht sehr für Culmgrauwacke zu sprechen. Und doch ist es nur eine solche, wie man aus dem allmäligen Uebergange in festere und deutlich ausgesprochene Culmgrauwacken, zumal gegen den nördlichen Ausgang des Waldweges, sehen kann. An der östlichen Seite des Weges ist auf einige Erstreckung hin eine Conglomeratlage der Grauwacke eingelagert. Oben (pag. 129) wurde diese sandige Zersetzung unserer Grauwacke als ein für unser Culmgebiet sonst seltener Fall angeführt.

Wie wir aus dem Walde auf die Felder des Vrch lesky heraustreten, bewegen wir uns längs der ganzen Höhe in aufschlusslosem Lehm. Erst wo wir über den Hang gegen die Reichsstrasse herabsteigen, erscheinen Aufschlüsse, Grundgebirge und Lösslappen in unmittelbarer Nähe, was

uns veranlasst, in dem Lehm der Höhe auch wieder nur zersetztes Grundgebirge zu erblicken. So verfährt auch die Wolf'sche Karte; aber gerade die aufschlussreiche Westflanke ist auf dieser einem, zumal nordwestlich von Krtschmann weit vordringenden Lössstreifen eingeräumt. Doch ist hier das Grundgebirge überall zu erkennen: am bewaldeten Abfall zu dem wiesenreichen Thale (südlich des Chlumwaldes) reicht es sicher bis zu dem Teiche an der Uebersetzung des Thales durch die Reichsstrasse[1]); der Hohlweg ferner, der bei dem nördlichen Ende von Krtschmann östlich aufsteigt, führt über eine Reihe von Aufschlüssen einer stark zersetzten Culmgrauwacke, die auf den ersten Blick ein wenig an Granit erinnert, übrigens an einen solchen, der himmelweit verschieden wäre von jenem, welcher 500 Schritte westlich ansteht. Knapp über diesem obersten Grauwackeaufschluss erscheint unweit der Höhe bei der starken Biegung des Hohlweges an der östlichen Seite eine typische Lösspartie, die uns das Unvermittelte im Auftreten von Löss so recht vor Augen führt, indem keine 6 Schritte darüber auf derselben Hohlwegseite das Grundgebirge ansteht, frei von jeder Lössdecke. Wenn mir in diesem kleinen Lösslappen der Kalkreichthum auffällig war, so erwähne ich dies hier, ohne direct eine Beeinflussung durch das nahe Grügauer Kalkgebiet zu behaupten. Auch in einem zweiten Hohlwege, der parallel mit dem ersteren in die Westflanke des Vrch lesky einschneidet, ist die Culmgrauwacke entblösst und nicht, wie nach der Hohlwegart es fast zu erwarten und nach der Wolf'schen Karte anzunehmen wäre, Löss, welcher hier sogar nicht einmal als einzelner kleiner Lappen nachzuweisen ist. Durchwegs zeigen übrigens die Grauwackeaufschlüsse ein Streichen, das etwas mehr nach Ostwest neigt, bei noch immer ostsüdlichem Einfallen. Dagegen erscheint Löss beim südlichen Beginne von Krtschmann, östlich der Reichsstrasse, dem Grundgebirge angelagert. Ich kann darin aber nicht das Ende einer grossen Lössdecke erblicken, wie sie nach Wolf vom Grundgebirge nunmehr bis zum Alluvium der March bei Majetein sich ausbreitet. Dieses ganze angebliche Lössgebiet, das — eigentlich schon der Marchniederung angehörig, des Zusammenhanges aber hier mit einbezogen — man ziemlich genau mit der Westseite der Reichsstrasse aufhören zu lassen hätte, ist nur Schotter[2]); indem sich dieser sehr flach wellenförmig (218—225 Meter) über den alluvialen Marchschotter (208 Meter) erhebt, ist ihm jedenfalls diluviales Alter zuzuschreiben. Die kleinen, mit Buschwerk bedeckten Hügelchen westlich der Strasse, deren einer bei einem als Heilwasser verehrten Brunnen die Wallfahrtkapelle (218 Meter) trägt, lassen den Schotter deutlich sehen. Meist grössere Geschiebe, gewiss grösser, als in den Miocänschottern, setzen ihn zusammen, neben vorherrschendem

---

[1]) Bestätigt sich die oben (pag. 205) nach einer schwer controlirbaren Mittheilung wiedergegebene Nachricht von der Erschürfung einer Kohlenpartie bei Krtschmann, so dürfte deren Lage am ehesten hier, am Ausgange des Chlumwaldthales zu suchen sein.

[2]) Uebrigens lehrte mich ja auch ein des Vergleiches halber unternommener Gang in das Grenzgebiet des Nachbarblattes, dass auch in der Südfortsetzung des hier ausgeschiedenen diluvialen Marchschotters, in der Gegend des Kokorer Feldes von Lukowa bei Roketnitz Schotter, respective ein mit grobem Schotter durchspickter Lehm und durchaus nicht Löss, wie die alte Karte angibt, das Marchdiluvium ausmacht.

Quarz auch Culmgrauwacke. Unter diesem Schotter, der südwestlich von der eben genannten Höhe (218 Meter) und nordwestlich von Majetein mehr sandig entwickelt ist, tritt in den Ziegelschlägen nördlich von Majetein ein tegelartiger Lehm zu Tage, in welchem ich miocänen Tegel — den einzigen meines Gebietes — sehe (vergl. pag. 199), wie er im Marchthale bei Olmütz u. a. O. unter dem diluvialen Schotter erscheint. Die scharfe Trennung des lehmigen Tegels vom darauf liegenden Schotter und Sand, welcher vielfach ein schmitzenartiges Ineinandergreifen der Schichten zeigt, beweist aber, dass der Schotter nicht etwa auch in's Miocän zu stellen ist. Dass neben den Kieselgeröllen und neben Grauwacke dann und wann aber auch granitische Bestandtheile herumliegen, braucht bei der grossen Nähe des breiten Marchthales, dessen alluvialer Schotter ja so viele krystallinische Gesteine führt, nicht zu verwundern. Es kömmt ja die March ganz im Gegensatze zu allen anderen Fluss- und Bachläufen des Gebietes aus einem Gebiete krystallinischer Gesteine.

Diese weite Schotterschichte von Krtschmann grenzt bis etwa zum halben Weg zwischen den beiden Kreuzen (230 Meter und 241 Meter) genau längs der Reichsstrasse mit dem Grundgebirge; von dann an tritt dieses ein wenig westlich herüber. Dass es aber bei den oberen Häusern von Kokor nicht über die Strasse herüber reicht, wie die frühere Karte angab, lehrt ein Blick allein auf die Terrainverhältnisse. Wir werden diesen Punkt wieder erreichen, wenn wir — was nun geschehen soll — auch das Gebiet südlich vom Na vartie-Berg werden kennen gelernt haben. Es ist dies zunächst ein ziemlich unsicheres Lehmgebiet; der Lehm z. B., der in dem Hohlwege ansteht südwestlich von der im Süden von Suchonitz ansteigenden Höhe herab zu dem vom Na vartie kommenden Thale, ist oft ziemlich lössartig, während seine Umgebung, also ein beträchtlicher Theil der benachbarten Höhen- und Gehängeböden, doch wieder nur zersetztem Grundgebirge sein Dasein dankt; da, wo das genannte, vom Na vartie-Berg herabkommende Thal in's Hauptthal mündet, findet sich etliche Schritte thalabwärts wieder die Grauwacke aufgeschlossen. Nahe dem kleinen Wäldchen (Westnordwest von der Höhe 273 Meter) ist dieselbe deutlich entblösst; es scheint in dem gar nicht unbedeutenden Steinbruche der nördliche Flügel einer Falte aufgeschlossen zu sein, einer Falte, deren Streichrichtung wiederum etwa Westost verläuft (h 6). Weitere vereinzelte Partien von Löss treffen wir, und nunmehr auch in grösserer Ausdehnung, gegen das Südende des Kartenblattes. Nördlich vom Dorfe Czelechowitz, ganz nahe dem eben erwähnten Steinbruche, bei der Vereinigung der beiden Thäler, ist eine Lösswand von beträchtlicher Ausdehnung blossgelegt und südlich von Czelechowitz zieht sich am rechten Ufer des von Neleschowitz kommenden Baches und bis oberhalb dieses Dorfes, fast 2 Kilometer lang, ein ganz typisches Lössvorkommen; wir sehen die Hohlwege, deren Seitenwände prall aufsteigen, allenthalben finden wir die Lössschnecken und die Lösskindel und an einem Punkte konnten wir einzelne Zahnstücke neben einem fast vollständigen Gebiss von *Sus scrofa* aus den Lösswänden ausnehmen. Dieser Punkt, der vielleicht eines genaueren Augenmerkes werth wäre, wenn man sich der schönen Knochenfunde im

Löss von Předmost (bereits im Kartenblatt Prerau) erinnert, befindet sich in dem Hohlwege, der Südost von Neleschowitz gegen die Höhe führt.

Steht hier am Nordostende des Dorfes der abgebaute Löss in Wänden von gut 10 Meter an, so haben wir auch auf der anderen, südöstlichen Seite des Dorfes tief eingeschnittene Hohlwege, längs deren die Wände steil in die Höhe ragen. Gerade hier, in diesem ausgedehnten, unzweifelhaften Lössgebiete, glaube ich, erhält man eine neue Stütze, um den landschaftlich so anders gekennzeichneten Lehm der flachen Höhenböden von diesem, an die Gehänge sich lehnenden typischen Löss zu trennen.

Es sei bemerkt, dass auch hier wieder die typische Lösslandschaft von Neleschowitz thalab nur dem rechten, nordwestlichen Ufer angehört. Das linke Ufer zeigt uns zunächst die Culmgrauwacke etwa 300 Schritte von den südwestlichsten Häusern von Neleschowitz aufgeschlossen, an einem vom Thale südwärts zur Höhe hinansteigenden Wege. Die sehr grobkörnige und zerklüftete Grauwacke mag etwa nach h 4 bei stets noch südöstlichem Einfallen streichen; die dünne Lehmdecke, unter welcher die Grauwacke liegt, ist als Verwitterungslehm, nicht als Löss zu bezeichnen. Gegen den Ausgang des Thales mehren sich die Grauwackeaufschlüsse und mit dem Herabkommen des Czelechowitzer Thales beginnt auch am jenseitigen Ufer das Grundgebirge zu erscheinen, das auch im Bache selbst in etlichen Felsen ansteht. Eine Reihe von Aufschlüssen bietet der Nord- und Westrand des Předny Kopec (261 Meter) oberhalb Kokor. Wir beobachten vielfache Biegung und Faltung der Schichten, wodurch ein genaues Streichabnehmen sehr erschwert ist; h 4 scheint die massgebende Streichrichtung. Immer mehr dringen wir, südlich und südostwärts schreitend, ein in das durch seine vielfachen Störungen gekennzeichnete Grenzgebiet gegen die alten Inseln der Beczwafurche.

Doch ausser der Culmgrauwacke, der sehr vereinzelt Schiefer eingelagert ist, haben wir für die südliche Thalseite noch einer anderen Bildung zu gedenken; knapp nordwestlich von dem erstgenannten Grauwackenaufschluss nahe noch bei Neleschowitz befindet sich auch eine kleine Sandgrube. Der darin aufgeschlossene Sand ist geschichtet und er erinnert, wie ich für dieses Sandvorkommen in der langen Reihe der bisher kennen gelernten zum erstenmale zu constatiren in der Lage bin, ziemlich an jene mürben zu Sand zerfallenden miocänen Sandsteine, die ich in der Gegend von Fulnek als Glieder des Miocäns kennen lernte und welchen wir auch an zwei Punkten des hier geschilderten Gebietes begegnen werden. Doch ist der Sand hier viel feiner und weit quarzreicher; denn neben den Quarzkörnern sind diejenigen von anderen Gesteinen, darunter auch von Grauwacke, fast verschwindend. Innerhalb der Lagen des feinen Sandes erscheinen auch, wie z. B. in Hoskowitz, Schmitzen eines Sandes, der reicher ist an einzelnen grösseren Gesteinsbruchstücken. Indem wir über dieses Sandvorkommen hinaus den Fusssteig am linken Bachufer weiter verfolgen, sehen wir an dem Ausgange des von Südost herabkommenden Seitenthälchens einzelne, höchstens eigrosse Geschiebe liegen, die wir so ziemlich dann bis zum Ausgange des Hauptthales verfolgen können. An manchen Stellen sieht man diese Schotterbestandtheile von verschie-

denen Grössen bis herab zu der eines groben Sandes auf den Bänken der Grauwacke verstreut, wenn hier auch ein eigentliches, heute noch an der Oberfläche sichtbares Schotterlager nicht vorhanden ist. Knapp ehe und knapp nachdem jenes Seitenthälchen einmündet, ist eine Häufung der Schotterstücke sichtbar. Es wird somit in diesem das eigentliche Lager anzunehmen sein; dass es genetisch mit dem zuvor erwähnten Sande zusammengehört, ist evident. Dass unter den Geschieben ein Granit sich fand, wurde im allgemeinen Theile pag. 202 bereits erwähnt.

Wir umgehen die aus Grauwacken gefügte Westecke des Předny Kopec, ohne den von Heinrich (s. oben pag. 180) irrthümlich erwähnten Kalk zu finden, und treffen beim Blattausgange (Beginn von Kokor) auf Löss. Dieser bildet, unverkennbar ausgebildet, die Hohlwege, die von diesem nordwestlichen Theile des Dorfes wie von dessen mittleren Theile in der Richtung des Bräuhauses zum Südhange des Předny Kopec aufsteigen und reicht jedenfalls bis stark gegen die Höhe selbst hinan. In dem einen Aufschlusse, der bei den letzten, auf der Specialkarte sichtbaren Häusern von Kokor (Südost von der Höhe des Předny Kopec) sich befindet und der die steilen und hohen Wände sehr schön zeigt, sieht man auch das Liegende des Löss. Es ist Sand und Schotter, dessen Geschiebe ziemlich unregelmässig durcheinander gewürfelt sind, wie auch gröbere und feinere Sandschmitzen unregelmässig abwechseln. Culmbestandtheile dürften hier überwiegen; ein eigentlicher Uebergang von dem Sand in den überlagernden Löss findet nicht statt. Ersteres spräche für diluvialen, letzteres für miocänen Sand; die Frage bleibt offen. An einer Stelle verläuft innerhalb des Sandes auf einige Entfernung eine durch kohlige Bestandtheile dunkelgefärbte Schicht.

Unter dem Schotter aber kommt auch noch das Grundgebirge zum Vorschein und wenn wir nunmehr an der äussersten Grenze des Kartenblattes ostwärts uns wenden, bleiben wir in diesem. Das schon ausser dem Kartengebiete befindliche äusserste Gehänge herab zur Oleschnitza, die wir in Kokor schon als beträchtlichen Fluss wieder gefunden, zeigt durchwegs die Schichtköpfe der Culmgrauwacke. Dass gegen die Höhen zu die Aufschlüsse verschwinden, nimmt uns nach den bisherigen Erfahrungen nicht Wunder. Indess haben wir ja — abgesehen von den ganz häufigen Lesesteinen — in der Waldbedeckung eben dieses Gebietes ein ziemlich sicheres Kriterium, nur Grundgebirge einzuzeichnen.

Mitten in diesem Waldgebiete treffen wir in jenem Thälchen, welches von dem Gute Neuhof südwärts zur Oleschnitza führt, eine fortlaufende Reihe von Entblössungen miocänen Sandsteines, deren grösserer Theil bereits dem Aufnahmsgebiete meines Herrn Collegen Dr. V. Uhlig zufällt. An der Ostseite dieses Seitenthales sieht man etwas abseits vom Fahrwege und versteckt im Walde vollkommen horizontal liegende Bänke eines mürben, ziemlich grobkörnigen und conglomeratischen Sandsteines; zwischen diesen als den festeren und darum wie Leisten oder Gesimse hervorsehenden Bänken liegen weichere, ganz zu Sand zerfallene Partien. Sieht man letztere zuletzt und beachtet das zumeist aus Culmbruchstücken bestehende Material der Sandsteinbänke, so glaubt man, auch hier nur Culm vor sich zu haben. Aber die völlig söhlige Lagerung im Gegensatze zu

der am nahen Předny Kopec wahrgenommenen und längs der Oleschnitza sofort noch kennen zu lernenden gestörten Lagerung der Culmgrauwacke, die Anwesenheit jener ganz zu Sand zerfallenen Zwischenlagen, welche in dieser Ausbildung dem Culm fremd sind, wohl aber gänzlich den miocänen, zum Theil fossilführenden Sandsteinen bei Fulnek gleichen, all dies lässt uns ein völliges Analogon zu diesen letzteren erkennen. Unter den klastischen Bestandtheilen, zu denen der Sandstein zerfällt, finden sich auch solche krystallinischer Gesteine; solche etwa von den erwähnten festen Quarziten aber sind mir nicht bekannt geworden. Die Form ist keineswegs so deutlich die von gänzlich abgerollten Geschiebestückchen als etwa in den zuvor kennen gelernten Sandlagern; am zutreffendsten liesse sich das Wesen dieses Sandsteines überhaupt vielleicht als das einer „umgelagerten Grauwacke" bezeichnen. Ausser in dem einen grösseren, früher auf Sand abgebauten Bruche — ausser meinem Gebiete — ist der Miocänsandstein noch an ein paar kleineren Entblössungen weiter hinauf, eben in mein Kartenblatt reichend, sowie in einzelnen der ganz kleinen Nebenschluchten ostwärts im Walde wahrzunehmen.

Bei Klein-Lhotta erfolgt die Umwendung des Oleschnitzalaufes aus dem von Kokor bis da innegehabten ostwestlichen in den nordsüdlichen, von welchem wir den oberen Theil bereits kennen gelernt. Die Grauwacke ist bei Klein-Lhotta in einem grossen Bruche an der äussersten Kartengrenze südöstlich vom Dorfe, hier zum Theil als gebänderter Schiefer entwickelt und in kleinen Entblössungen das Dorf hinan sichtbar; wieder ganz unvermittelt stehen wir sodann beim Nordrande des Dorfes vor typischen Lösswänden eines räumlich ganz untergeordneten Vorkommens. Lössschnecken und Lösskindel sind hier sehr häufig.

Der erwähnte Steinbruch lässt wieder eine ziemlich ostwestliche Streichrichtung bei bereits nordwestnordwärts gerichtetem, nicht steilem Einfallen (etwa 25°) wahrnehmen. Es dauern die Entblössungen an der Oleschnitza entlang fort und beginnen hier schieferige Bildungen zu überwiegen, die wir als Schieferzug von Pentschitz verfolgen können. Unmittelbar vor dem Waldbeginn sehen wir eine einzelne Lössentblössung von ausserordentlicher Kleinheit, aber nicht ohne Interesse. Vom flachen Flussbette aus beobachten wir eine mauerartig gegen den Bach vorspringende Lösspartie, die etwa 5 Meter gegen den Bach abstürzt, aber nicht breiter ist, als dass sie gerade einem Baum Platz gewährt sich auf ihr auszubreiten. Das ziemlich flache Thalgehänge, über welches hinaus sie eben wie eine Bastion vorspringt, besteht aus Culmschiefer. Ich finde keinen passenderen Ausdruck für das ganz eigenartige Vorkommen, als wenn ich es einen an das Culmschiefergehänge angeklebten Batzen nenne; über denselben hinaus thalauf, thalab ist auf weite Erstreckung kein Löss sichtbar. Nicht unerwähnt bleibe, dass sich diese Lössmauer gerade da befindet, wo der Bach eine starke Biegung macht; gegen diese Biegung springt die Mauer eben vor. Die bekannten Süsswasserschnecken finden sich in ihr die schwere Menge.

An beiden Ufern der Olleschnitza — am linken stehen die äussersten Häuser von Czekin — befinden wir uns thalaufwärts weiter wandernd im Waldgebiete des Culm. Dass der Wald sich auf den Thalhang be-

schränkt, nimmt, wer im Niederen Gesenke gewandert, nicht Wunder; wer dort über der Grauwacke, die im Walde des Thalhanges in Felsen ansteht, das aufschlusslose, flache Feldergebiet des aus der Zersetzung des Grundgebirges hervorgegangenen Höhenlehm gesehen, wird sich auch hier nicht bewogen finden, den über den Grauwackeaufschlüssen des Thalgehänges folgenden fetten Lehm als etwas anderes zu nehmen. Ich erwähne diesen hier sich aufdrängenden Analogieschluss angesichts all der Höhen, die über den Felsen bei der Hroznymühle und bei Pentschitz folgen.

All diese Culmaufschlüsse zeigen eine weitgehende Störung der Lagerungsverhältnisse; wir sehen die Schichten nicht blos steilgestellt, sondern vielfältig gewunden, gefaltet und gebogen, während wir doch sonst innerhalb dieser äussersten Culmrandzone allenthalben ein so ungemein flaches, nach Nordwest gerichtetes Einfallen sahen. Die Streichrichtung ist darum hier schwer abzunehmen; doch sieht man wohl noch h 4—5 am häufigsten. Ebenso zeigt auch der kleine Schieferbruch gegenüber der Hroznymühle (rechtes Ufer) ein Streichen nach h 5, das Fallen ist sehr steil. Die nächste Entblössung aber lässt uns ein Streichen nach Südost wahrnehmen bei südwestlichem Einfallen. Wir sind hier den Devoninseln bereits auf fast ein Kilometer nahe gekommen. Es ist bereits wieder Grauwacke aufgeschlossen; die Betheiligung von schieferigen Bildungen muss aber immer noch verzeichnet werden. Nachdem wir zunächst in Kl.-Pentschitz, und zwar das Eck ausfüllend zwischen dem grossen Platz des Dorfes und — östlich — der Umbiegung des Olleschnitzabaches aus der hier vorhandenen ostwestlichen in die sonst herrschende südnördliche Richtung eine deutlich kenntliche Lösspartie passirt, erreichen wir an der Stelle, wo diese letztere Flussrichtung wieder eingeschlagen wird, Grauwackebildungen, die auch ein stark gegen Süd gekehrtes Oststreichen bei wiederum westlichem Einfallen erkennen lassen; in Gr.-Pentschitz aber haben wir wiederum Culmschiefer, wenn auch nicht eben allzu schönen Dachschiefer; aus solchem baut sich der Hügel auf, den die Kirche krönt; ein regelmässiges Streichen in Nordost bei östlichem Fallen unter 30° mag hier massgebend sein. Es sei verzeichnet, dass im südlichen Theile dieser grösseren Schieferentblössung ein weit flacheres Einfallen wahrnehmbar ist, so dass man in derselben den Theil einer grossen Schieferfalte vor sich zu haben meint.

Indem wir uns am linken Ufer über Gr.-Pentschitz der Dolnymühle nähern, ohne Aufschlüssen zu begegnen — doch erweist sich die Thalböschung südwestlich der Mühle deutlich als Culm, keineswegs als Löss — schliessen wir hier an die weiter oben (Gegend von Trschitz) gemachten Beobachtungen an. Ostwärts wenden wir uns dem durch breite Alluvien gleich dem Hauptflusse ausgezeichneten Bache zu, welchem wir in seinem höheren Theile als Mühlgrund begegnet sind.

Zunächst haben wir für das aus Grundgebirge bestehende Waldgebiet des Hruby less am linken Olleschnitzaufer zwischen Czekin und Pentschitz eines einzelnen Lössvorkommens zu gedenken; als solcher wird wohl die Bildung anzusprechen sein, die von Lhotta zabecni (oder wie der Name auf der Dorftafel lautet: Gr.-Lhotta) das nordwärts abgehende Seitenthälchen wieder an der Westseite erfüllt. Ueber das

Waldgebiet hinaus können wir gegen die Höhe des Sobischekberges (321 Meter) das Grundgebirge noch erkennen, um dann aber in die Thalausfüllung der Beczwaniederung einzutreten. Auch jenseits jener Lössbildung in Gr.-Lhotta begegnen wir wieder längs zweier kleiner Thalläufe kleineren Lössgebieten: sie finden sich an den zwei, von Nord herab kommenden Thälchen, den ersten östlich von Gross-Pentschitz am rechten Ufer des Baches. In beiden Fällen sind die kleinen Lösslappen nur dem Westhange eigen. Auch hier sehen wir wiederum in der nächsten Nähe dieser kleinen Lösszungen den Culm mit schwankendem Fallen, einmal südöstlichem, einmal nördlichem erschlossen. Der erste Aufschluss ist etwas westlich vom ersten Lössvorkommen, der zweite etwas östlich vom zweiten Lössvorkommen.

Im östlich folgenden Zateschwalde — gegen Gr.-Lasnik — bewegen wir uns in der nicht deutlich aufgeschlossenen Culmgrauwacke; desgleichen ist auch am anderen Thalhange das Waldgebiet, hier durch zwei Steinbrüche aufgeschlossen, als Culm kenntlich; der eine am Ostrande des Piávka genannten, ausserordentlich breiten Schotteralluviums, südwestlich von Gr.-Lasnik, westlich der Côte 320 Meter der Mappirungskarte, der zweite östlich hiervon an der Kopaniny genannten Höhe; beide zeigen die Grauwacke mit zwischengelagertem Schiefer in grosse vielfache Falten gelegt. Auch in Gr.-Lasnik ist die Grauwacke an beiden Ufern des Baches aufgeschlossen: bei gleichem Streichen fällt dieselbe aber an den beiden Ufern in entgegengesetztem Sinne gegen einander. Aber auch noch einzelne kleine Lössvorkommnisse begegnen uns hier; am rechten Ufer ist ein typisches Vorkommen an der Strasse gegen Trschitz wahrzunehmen, doch so, dass an der Brücke unter jenem immer noch das Grundgebirge sichtbar wird (Streichen h 4 bei nicht steilem Nordwestfallen). Es entspricht dieses Fallen demjenigen des am linken Ufer aufgeschlossenen Grundgebirges, während ein Aufschluss an der Strasse nach Trschitz weiter hinauf das vorerwähnte entgegengesetzte Einfallen zeigt. Wie unbedeutend auch dieser letztere Aufschluss, wir erkennen die bedeutende Unregelmässigkeit in der Lagerung dieses Grenzgebietes.

Durch die Waldpartie Kozacky aber, wo auf der flachen Höhe Baumfällungen auf grössere Tiefe einen aus der Verwitterung der Culmgrauwacke hervorgegangenen Lehmboden erkennen lassen, nähern wir uns nordwärts Zakřow, am anderen Ufer aber dem Gemeindewalde und Swrtschow: Die Durchstreifung des Hügellandes zwischen Gross-Aujezd und Kokor ist beendigt; neben viel undankbarem Ballast hat sie uns manch Neues kennen gelehrt, zum mindesten die geologische Karte durch die vielen isolirten Vorkommen von typischem Löss und miocänem Schotter weit abwechslungsreicher gestaltet denn zuvor. Vor Allem aber erkannten wir, dass auf das regelmässig ostwärts fallende Grauwackegebiet die Randzone mit dem entgegengesetzten Fallen folgte und wir erkannten endlich die sehr gestörten Verhältnisse zwischen Kokor und Pentschitz, das ist nördlich der Devoninseln der Beczwathallinie.

IV. Die Thalniederungen der March und der Beczwa.

Zwei scharf ausgeprägte Tiefenlinien bilden die Begrenzung der mährisch-schlesischen Sudeten nach Ost, Süd und Südwest. Die eine, parallel dem Hauptschichtstreichen der mährisch-schlesischen Sudeten verlaufend, heute von der Oder unterhalb Odrau und der Beczwa unterhalb M.-Weisskirchen durchflossen, eine orographisch wie geologisch scharf markirte Tiefenlinie als Grenze gegen Ost und Südost: die zweite, annähernd senkrecht zu dieser, d. i. also auch senkrecht auf das Hauptstreichen innerhalb der mährisch-schlesischen Sudeten verlaufend, die breite Niederung der March, von Prerau hinauf bis Hohenstadt eine zumal orographisch ausserordentlich scharfe Grenzlinie der mährisch-schlesischen Sudeten gegen Westen.

Von diesen beiden Tiefenlinien gehört jene der March nur zu einem sehr beschränkten Theile noch mit in das hier geschilderte Gebiet, während von der Beczwa-Oderlinie ein grosser Theil, der Haupttheil des heute von der Beczwa durchströmten Gebietes, sowie der schmale heutige Landrücken gegenüber dem von der Oder durchströmten Theile jener Grenzlinie hierher gehört.

Es sind diese beiden Tiefenlinien in den hier besprochenen Theilen in erster Linie darum von Interesse, als an sie das inselartige Auftreten einiger gänzlich fremdartiger und tektonisch unerwarteter Gesteinsbildungen gebunden ist, das Auftreten von Granit und Glimmerschiefer, das Auftreten von unterdevonischem Quarzit, mitteldevonischem Kalk und Schiefer.

Die sonst an der Ausfüllung dieser beiden, wie wir allenthalben beim Abstiege vom Grundgebirge wahrnahmen, zumeist tief eingeschnittenen breiten Thalniederungen betheiligten Bildungen sind im Allgemeinen nur quartären Alters; die im Marchthale anderwärts[1]) nachgewiesenen vielfachen Miocänvorkommen spielen in dem hier besprochenen Theile nur eine untergeordnete Rolle, es bleiben somit nur diluvialer Lehm und Schotter. Es wurde schon (pag. 210) gesagt, dass ich die Lehmausfüllung der beiden Thalniederungen, zum mindesten jener der Beczwaniederung, nicht als typischen Löss ansehe. Wohl zeigt auch der Lehm des Beczwathales manchmal die für Löss bezeichnenden steilen Wände, wie bei Leipnik an der Beczwa, sowie der Marchlehm in Drožděin am Fusse des Heiligen Berges. Es sind aber solche Theile organisch untrennbar verknüpft mit jenem grossen Lehmganzen der beiden Thalniederungen, das in der Mehrzahl der Fälle weit gröber, reicher an sandigen Bestandtheilen ist als die einzelnen Lösspartien innerhalb des Grundgebirges. Die für eben diese, wie wir sahen, so bezeichnenden Lössschnecken — in dem Lehme des Marchthales und der Beczwaniederung sind sie mir durchaus nicht bekannt geworden. Und endlich ist der Lehm des Beczwathales durch allmälige Uebergänge verbunden mit einem deutlich als Gehängelehm charakterisirten; allüberall bewegt man sich vom Sudetenrand gegen den Beczwafluss aus einem, ausserordentlich mit Culmbestandtheilen erfüllten Lehm durch davon

[1]) Vergl. Wolf's Nachweis vielfacher Miocänbildungen bei Rittberg und Olmütz.

immer mehr befreiten bis eben zu ganz lössähnlichem, während wir für die im Grundgebirge vereinzelten Vorkommen von typischem Löss fast stets in der Lage waren, diesen petrographisch zu trennen von dem Zersetzungs- oder Gehängelehm, wohl auch eine typische Lösspartie aufgesetzt sahen einem scharf von dieser sich abhebenden, entschieden aus der örtlichen Zersetzung des Grundgebirges hervorgegangenen Höhenlehm.

Vom Marchthale, bei dem wir beginnen, reicht nur der äusserste Ostrand aus der Gegend von Olmütz in unser Kartenblatt herüber. Hier bin ich hinsichtlich der Grenzverhältnisse von Grundgebirge und vorgelagertem Lehm der Marchniederung zu Gunsten einer etwas grösseren Erstreckung des ersteren von der früheren Kartirung einigermassen abgewichen (vergl. pag. 230), indem ich die Hänge zwischen dem Bielkowitzer Bache und dem Heiligen Berge, sowie angebliche Diluvialpartien innerhalb des Culmgebirges vom Heiligen Berge lediglich der Grauwacke zuweisen muss. Auch bei Drožděin und am rechten Feistritzufer, wo die frühere Karte einen über die Mitte des Hanges zwischen Culm in der Höhe und Culm an der Sohle weithinziehenden Lössstreifen enthielt, liess ich das Grundgebirge weiter reichen. In dem eintönigen Lehmgebiete zwischen Gr.-Wisternitz und Gr.-Teinitz vermag nur wenig unsere Aufmerksamkeit zu erregen; einmal wäre es das Schotterlager von Gr.-Wisternitz. Es findet sich dasselbe am linken Feistritzufer im Gebiete der obersten Häuser und ein klein wenig darüber hinaus längs eines ziemlich langen Theiles von Gr.-Wisternitz an der Basis des darauf folgenden diluvialen Lehms, aber doch schon ausser dem Bereiche alluvialer Schotterbildungen im ersten Beginn der Thalböschung. Am besten scheint der Schotter im Hohlwege bei dem Kreuze (254 Meter) aufgeschlossen zu sein. Nach der Grösse der Geschiebe und nach dem allmäligen Uebergange in den darüber folgenden Lösslehm ist ein diluvialer Flussschotter anzunehmen. Dass aber in dem kaum gewellten Gebiete weiter südlich von Gr.-Wisternitz Schotter nicht vorhanden sind, lässt sich ziemlich sicher sagen und, indem auch hier eine gewisse Thalstufe gegen die Feistritz zu sichtbar ist, kann man beruhigt das ganze Gebiet dem diluvialen Marchlehm zutheilen.

Längs des Baches, welcher aus dem geschlossenen Culmgebiete von Swiesedlitz herabkommt, liess sich innerhalb dieses diluvialen Lehmbodens eine an das südliche Ufer des Baches gebundene Culminsel erweisen, die, zum Theile bewaldet (auf der Karte Spalina bezeichnet[1]), hauptsächlich den nach Südwestsüd gerichteten Theil des Bachlaufes begleitet, etwa vom Hügel bei 280 Meter beginnend und 750 Meter fortdauernd. Grauwackebruchstücke sieht man von Ost kommend bereits östlich der Einsattelung in dem hier noch westöstlich verlaufenden Bache, die sich aber weiterhin häufen, bis man direct anstehende Grauwacke sieht. Höher hinauf zu der Höhe der Thalböschung deckt aber bald der diluviale Lehm die Culminsel. Die Natur dieses Lehms ist nicht ganz klar, indem entgegen dem sonst vorhandenen Charakter einer grossen Gehängelehmbildung, z. B. in dem Hohl-

[1]) Dieser auf der Karte eingezeichnete Wald ist allerdings inzwischen grösstentheils verschwunden.

wege, der von dem genannten Thale zur Côte 283 hinaufführt, die äussere Oberflächenform, sowie die Anwesenheit von Lössschnecken diese Strecke deutlich als eigentlichen Löss erkennen lässt. Aber die Abtrennung dieses Gebietsstückes von dem herrschenden, nicht lössartigen Lehm, welchen wir z. B. gleich auf der Höhe zwischen diesem und dem Thale von Czechowitz beobachten können, ist allerdings wohl sehr dem subjectiven Empfinden anheimgestellt. Ebenso gilt dies von der Abtrennung des Hauptlehms von dem auch hier wieder auf die Thalböschung beschränkten typischen Löss bei Czechowitz, wo sowohl die von Nord und Nordwest zum Dorfe herabführenden Schluchten als auch das weitere westliche Ufer des Baches über das Dorf hinaus schönen, steilwandigen Löss entblössen, während wir am östlichen die schönsten Grauwackenfelsbildungen beobachteten. Es wird sonach wohl verzichtet werden müssen, an der Grenze des Marchlehms die eigentlichen Lösspartien getrennt von dem herrschenden Lehm der Marchniederung und der untersten Stufe ihrer Gehänge zur Karte zu bringen. Dass sich aber wirkliche Lössvorkommen in diesem Marchlehmgebiete finden, glaubte ich nicht verschweigen zu dürfen, während solche mir im Beczwalehm wohl nicht bekannt wurden, wie dieser überhaupt seinen nicht lössartigen Charakter weit deutlicher zur Schau trägt als jener der Marchniederung.

Hinsichtlich der tektonischen Natur der erwähnten einzelnen Culminsel westlich von Swiesedlitz ward schon pag. 207 gesagt, dass es sich hier wohl lediglich um das Zutagetreten des sonst schon lehmverhüllten zusammenhängenden Grundgebirges, nicht um eine durch tektonische Vorgänge bewirkte Zerstückelung und Abtrennung desselben handelt.

Südlich von Gr.-Teinitz folgt das Gebiet der Devonkalk- und Granitinseln. Wir sehen von den Höhenpunkten des bereits durchwanderten Chlumwaldes (350 Meter) oder der kahlen und eingerissenen Höhe des Hradisko (299 Meter) westwärts. Steil gehen die bis ziemlich tief herunter bewaldeten Lehnen zu Thal, neun Schichtenlinien gibt die Mappirungskarte auf eine Strecke von etwa 500 Meter. Es folgt eine Einsenkung, die der Fussweg von den Ziegelöfen am Fusse des Hradisko südwärts benützt; darüber hin sehen wir ein Feldergebiet nach West zu flach gewellt mit 246 und 269 Meter wieder ansteigen. Noch weiter westlich sieht man dann auf Grügau zu, resp. südlich hiervon die Reihe von deutlicher ausgesprochenen Hügeln mit den Höhen der Specialkarte 247, 253 und 250 Meter sich erheben; es ist dieses zuletzt genannte das auf der Karte (bereits Blatt Olmütz) Chrast benannte Hügelgebiet zwischen Grügau und Krtschmann. Westlich von der Höhe 247 Meter kommt das flache Alluvialgebiet der March, in welchem knapp am Rande der genannten Hügellehne der Schienenstrang über Olmütz in stetig gleicher Richtung gelegt ist, und südlich jener von 250 Meter das nur unbedeutend weniger flache des diluvialen Schotters gegen Majetein und Kokor. Nördlich verflachen sich die Hügel, wie wir soeben sahen, zu dem flachwelligen Feldergebiete, um über Gr.-Teinitz und Wsisko in die alluviale Hannaebene überzugehen.

Das steil ansteigende und höhere Chlumwald- und Hradiskogebiet haben wir bereits als das gewöhnliche Grauwackenterrain der Culmformation kennen gelernt. Die Einsenkung zwischen diesem und dem

flachwelligen Feldergebiet westlich ist durch Sandbedeckung zum Theile markirt, jenes selbst aber gehört einem leicht übersehbaren, weichen Schiefer, den ich dem Devon zuweise, die einzelnen, genauer markirten Hügel aber sind die oft genannten Devonkalkinseln und jener südöstlichste mit 250 Meter ist die Granitinsel von Krtschmann. Die Einsenkung endlich zwischen diesem und dem Hügel mit 253 Meter enthält die von mir als wichtig hingestellte Vertretung des unterdevonischen Quarzites. Sie verläuft dann, ohne dass man eine genauere Abgrenzung vermöchte, in das Feldergebiet des weichen Schiefers. Der Granithügel grenzt über das breite Alluvium des Baches, der hier bereits aus dem Waldgebiete herausgetreten ist, direct wieder mit dem Culmgrundgebirge, welches auf der Höhe von Krtschmann seinen Anfang nimmt.

Ich beginne meine Schilderung dieses Inselgebietes mit der Granitinsel, gehe also von Süd gegen Nord, indem das südlichste Ende der uns hier beschäftigenden Marchniederung schon im III. Abschnitte besprochen wurde, die jetzt folgende Schilderung des Inselgebietes mithin jene der Marchniederung abschliesst. Das Granitgebiet von Krtschmann fällt ziemlich genau mit dem Hügel 250 Meter zusammen. Wie wir sahen, trennt eine leichte Einsenkung ihn von den nachbarlichen Kalkbergen, die uns ziemlich genau als die Grenze des Granits gilt; nur nordwärts mögen die erwähnten Quarzitbruchstücke etwas den Hügel selbst hinanreichen und ein isolirter Kalkschieferaufschluss liegt über derselben Einsenkung an der Nordlehne unseres Hügels, die Grenzlinie des Granits somit hier einigermassen auf die Lehne heraufschiebend. Der Hügel selbst ist ziemlich grobklotzig geformt, sein Rücken mag etwa nordsüdlich verlaufen; eine Reihe von unbedeutenden Einrissen, zumal auf der Südseite, lassen uns in dem Feldergebiete die einzigen Aufschlüsse zu Theil werden. Wendet man sich von dem namenlosen Bache, der Krtschmann durchfliesst, zum Hügel westlich hinauf, welcher unmittelbar vom Bachufer aus ansteigt — das breite Alluvium ist eben auf das jenseitige linke Ufer beschränkt, ganz ebenso wie die westlich der Hügel gleichfalls nordsüdlich fliessende March all ihre Alluvien am gleichen östlichen Ufer hat und die rechtsseitigen Bergränder anschneidet (vergl. pag. 218) — steigt man also den Hügel hinan, so verrathen zunächst die Muskovitschuppen im Feldboden die Anwesenheit des Granits, und etliche herumliegende kleinere Bruchstücke lassen uns die immerhin wechselnde Zusammensetzung erkennen. Auf wirkliche Felsen treffen wir erst in dem kleinen Einrisse an der Südseite, der bald nach der Wegtheilung westlich der Lehmgrube nordwärts eine geringe Strecke in die Lehne einschneidet.

In diesem hart am Rande meines Kartenblattes gelegenen Einrisse sehen wir denn zunächst an der westlichen Seite Felsen eines ziemlich grobkörnigen Muskovitgranits, mit reichlich eingestreuten Schriftgranit-, resp. Pegmatitpartien, die oft grosse Feldspathtafeln führen; der etwas weiter hinauf an der anderen Seite der kleinen Schlucht folgende Fels zeigt fast nur schriftgranitische Bildungen. Dann kommt aber auch schon wieder der gleichmässig ansteigende Felderboden, die Aufschlüsse sind zu Ende und nur der hell leuchtende weisse Feldspathgrus und die glänzenden Glimmerschuppen künden uns den

Granit. Wenn wir uns dem zu Folge mehr nach den losen Bruchstücken als nach wirklichen Entblössungen zu halten haben, um uns über das Hauptgestein des Granithügels zu informiren, so kann doch mit Sicherheit gesagt werden, dass nur nach der grösseren oder geringeren Betheiligung des Muskovits, nach dem geringeren oder gröberen Hervortreten der schriftgranitischen Verwachsung sich stellenweise Unterschiede ergeben. Und zwar kann gesagt werden, dass die deutlich pegmatitischen Bildungen, also mit den grösseren Feldspathtafeln, spärlichem Muskovit und direct schriftgranitischen Gebilden, im südlichen Theile der Tafel vorherrschen, während im nördlichen die fein- bis mittelkörnige, durch etwas mehr Muskovit bezeichnete Art herrscht. Stets aber stossen wir auf den nicht allzu glimmerreichen Muskovitgranit, dessen Feldspath, wie wir pag. 185 ff. sahen, wohl durchaus Mikroklin ist und der nur sehr sparsam Biotit, manchmal Hornblende führt. Ebenso wurde daselbst der büschelartigen Sillimanitausscheidungen im Granit gedacht, sowie des selten vorkommenden, übrigens ganz gleich zusammengesetzten rothen Pegmatits, dessen Mikroklin eben nur roth gefärbt ist.

Noch auf der Höhe des Rückens, resp. seiner östlichen Abdachung begegnen wir südwärts gegen das westliche Ende von Krtschmann dunklen, leider stark zersetzten Bruchstücken, die aber doch sofort als Biotit führend erkannt werden, was natürlich um so eigenthümlicher auffällt, als ja der Granit hier sonst gerade durch seinen Biotitmangel bezeichnet ist. Haben wir da es aber stets nur erst mit einzelnen, in den Feldern verstreuten Bruchstücken zu thun, die man da gerne für schmitzenartige Biotitanhäufungen im Granit halten möchte, so stossen wir im westlichsten Theile des Dorfes auf ein anstehendes Vorkommen dieser Bildung. Da ist zunächst eine kleine Unrichtigkeit der Specialkarte richtig zu stellen. Es reicht nämlich die südliche Flanke des Hügels noch auf die südliche Häuserreihe des Dorfes, so dass diese noch nicht in der darauf folgenden gleichmässig flachen Ebene steht, sondern eben den Anfang der ganzen Terrainerhöhung ausmacht. Ich bemerke dies darum, weil diese äussersten Häuser des Dorfes an der südlichen Seite der Gasse zugleich auch bereits auf Urgebirgsboden stehen, indem zwischen denselben etliche schuhgrosse Streifen Glimmerschiefers aufgeschlossen sind, desselben schwarzen Glimmerschiefers, welchem wir höher in losen Stücken begegnet sind und der auch auf der anderen Gassenseite und die Böschung hinan bescheiden aufgeschlossen ist. Indem derselbe durchwegs hochgradig zersetzt ist — der sonst schwarze Glimmer ist in's Grünliche gebleicht — war ich nicht im Stande, eine halbwegs sichere Streichabnahme vorzunehmen; manchmal scheint es wohl, als könnte man ein beiläufig nordsüdliches Streichen (also h 24—1) bei einer senkrechten Schichtenstellung erkennen; doch ist die Abnahme, wie gesagt, nur eine sehr unsichere. Gehen wir die paar Schritte weiter westlich zu der Lehmgrube, die bei der auf der Karte ersichtlichen Abtrennung der zwei Wege sich befindet, so nehmen wir in deren oberem Theile — der Fahrweg gegen die Eisenbahnstrecke trennt sie in einen oberen und unteren — welcher aus der Entfernung in Folge der steilen Wandbildung ohneweiters einem Lössvorkommen zu-

geschrieben werden möchte, sofort wahr, dass aus dem Lehm, der im Gegensatze zu jedem echten Löss mit vielen kleinen Bruchstücken von Quarz, Granit u. s. f. ziemlich erfüllt, also einfach als Gehängeschuttbildung anzusehen ist[1]), auch anstehendes Gestein zum Vorschein kommt, der dunkle Glimmerschiefer, welcher übrigens manchmal auch einen unbedeutenden Feldspathgehalt besitzt und zum Gneiss dann annähernd herüber leitet. Man sieht denselben etwa in der Mitte dieses Gehängelehms. Ebenda fand ich auch ein recht eigenthümliches Gesteinsbruchstück; dasselbe zeigt, so weit bei der hochgradigen Zersetzung sich über die petrographische Natur desselben etwas sagen lässt, in einer grünlichen Grundmasse Kügelchen, mandelartige Bildungen, die bei der ersten Betrachtung wirklichen Mandelbildungen noch am ehesten zu entsprechen scheinen, mehr als klastischen Bildungen, als welche sie aber doch gedeutet werden müssen, so dass wir einfach ein Bruchstück einer etwas abnormen Culmgrauwacke vor uns haben. Es ist darum dieses Bruchstückes oben auch nicht gedacht worden. Schon ausser dem hier besprochenen Kartenblatte liegt der südliche Beginn jener, wie ich meine, für die Frage nach der Altersstellung unserer Kalkinseln wichtigen Thaleinsenkung. Es verläuft dieselbe ganz auffällig westlich um den Granithügel und tritt, in ihrem Verlaufe sich mehr gegen Ost wendend, in unser Kartenblatt. Diese Mulde zeigt weder Granitgrus, wie er Mangels von Aufschlüssen auf den Feldern der östlichen Höhe die Anwesenheit des Granits erweist, noch auch etwa Bruchstücke des weiter westlich folgenden Kalkes; dagegen liegen eine stattliche Zahl loser Quarzbruchstücke und solcher von Quarziten herum, bald sehr harten und hoch krystallinisch aussehenden, bald wieder mehr sandsteinartig-klastischen, die in dieser bunten, durch Färbungsunterschiede erhöhten Mannigfaltigkeit mich sofort an jene Quarzite erinnerten, die Reichenbach[2]) zuerst aus der Gegend nördlich von Brünn beschrieb, richtig als Zwischenglied zwischen dem Syenit und dem — später als Mitteldevon erwiesenen — Kalk deutete und mit dem Namen „Lathon" belegt hatte. Er hat da die Ungleichheit im Korne der Quarzbestandtheile von solchen in der Massenhaftigkeit ganzer Cubikklafter — hier wohl bedeutend übertreibend[3]) — bis zum feinsten Korn des Streusandes, das aber stets vorhandene körnige Gefüge, die Ungleichheit der Färbung u. s. f., kurz alle die auch für unser Vorkommen bezeichnenden Eigenschaften in so ausführlicher Weise hervorgehoben. Ueber die Petrographie der Quarzite findet sich oben (pag. 200) Einiges gesagt.[4])

---

[1]) Dagegen erscheint südlich unterhalb des erwähnten Fahrweges zur Eisenbahn ein feinerer Lehm in kleinem Maassstabe aufgeschlossen, der vielleicht als Löss bezeichnet werden kann.

[2]) K. Reichenbach, Geologische Mittheilungen aus Mähren. Geognostische Darstellung der Umgegend von Blansko. Wien 1834, pag. 64 ff.

[3]) Vergl. Makowsky und Rzehak, a. a. O. pag. 39.

[4]) Aus diesen Bemerkungen ging hervor, dass die von Makowsky-Rzehak (a. a. O. pag. 45) aus den Quarziten des Lathons von Brünn erwähnte Anwesenheit von Glauconit in den hier geschilderten analogen Quarziten nicht wahrgenommen werden konnte. Uebrigens erwähnen Makowsky-Rzehak auch für den Quarzit von Rittberg nur mehr ein sparsames Auftreten des Glauconits.

Es scheint, wenn ich die hier gefundenen Quarzite direct mit jenen nördlich von Brünn und darum als Vertretung des Unterdevon identificire, diese Deutung mit Hinblick auf den Mangel von eigentlich anstehendem Gestein, sowie mit Rücksicht auf jene Quarzitblöcke, die wir in dem Hügellande südwestlich von Gr.-Aujezd mehrfach antrafen, vielleicht gewagt. Diesbezüglich kann ich nur auf die Verhältnisse der Lagerung verweisen, indem die Quarzitblöcke hier eben haarscharf und nur an der Grenze von Granit und Devonkalk liegen, also das vollste Analogon zu Blansko etc. (Quarzit zwischen Syenit und Mitteldevonkalk) oder das nähere Rittberg[1]) (Quarzit an der Basis des Stringocephalen-Kalkes) bieten. Ferner sind die Stücke nicht abgerollt, wie jene losen Blöcke von Aujezd etc. und fehlen zudem die gewissen, splitterharten, an amorpher Kieselsäure reichen Quarzite etc. (vergl. oben pag. 200).

Indem wir diese körnigen Quarzite und sehr harten Sandsteine längs der Einsenkung bis knapp zu dem Punkte, wo der äusserste Ausläufer des Kalkes auf unser Blatt herüberstreicht, antreffen, muss die oberflächliche Lage seines Auftretens wohl für mehr als Zufall gehalten werden und trotz des Mangels an Aufschlüssen das Vorhandensein einer Quarzitlage zwischen dem Granit und dem Kalk angenommen werden, und da wüsste ich denn eben keine andere Deutung, als den Quarzit als Liegendglied des Kalkes zu betrachten, welcher, wie wir sofort sehen werden, in der That nordwärts, also vom Quarzit ab, verflächt, ein vollstes Analogon nach Lagerung und petrographischem Habitus zu den unterdevonischen Quarziten von Brünn und Rittberg!.

Wenn Wolf auf dem seiner Olmützer Arbeit beigegebenen Kärtchen, in welchem er die fünf elliptischen Aufbruchzonen, darunter auch jene des bei Rittberg entwickelten Quarzites, verzeichnet, wenn er da die Anwesenheit desselben für unser Vorkommen nicht notirt, so ist ja ein solches Uebersehen einer nicht in Felsmassen anstehenden Bildung weiter nicht auffällig.

Doch wir überschreiten die unterdevonische Quarzitmulde und begeben uns in das zum Theile schon ausser mein Gebiet fallende, aber der Uebersichtlichkeit halber hier kurz mit erwähnte Kalkgebiet. Ehe wir noch das geschlossene Kalkgebiet betreten, noch an dem äussersten nördlichen Fusse des Granithügels, vom Granit aber doch schon durch die ersten, sich hier heraufziehenden Quarzitbruchstücke getrennt, treffen wir in einem kleinen Aufschlusse (westlich der Côte 225 Meter und nördlich der Höhe 250 Meter) eigenthümlich schwarze, glimmerig glänzende Kalke, meist in Form von Kugeln oder kleinen, rundlichen Blöcken. Es finden sich diese eigenthümlich glänzenden Kalkkugeln noch verstreut da und dort in der nächsten Umgebung. Ich vermuthete ursprünglich, es möchten dieselben ihren petrographisch abweichenden Charakter einer Contactwirkung von Kalk und Granit verdanken, doch spricht ja schon allein die stratigraphische Lage, indem zwischen beide sich die Quarzitpartien einschieben, gegen eine derartige Vermuthung, die obendrein durch die

[1]) Wolf, a. a. O. (Umgebung von Olmütz), pag. 576.

petrographische Untersuchung in keinerlei Weise erhärtet wurde (vergl. pag. 192). Indem Quarzite die fragliche Kalkpartie auch wieder von der Hauptkalkpartie trennen, erinnern wir uns an analoge Erscheinungen im Devongebiete der „mährischen Schweiz", wo an etlichen Punkten isolirte Kalkpartien durch die „Lathon"glieder vom Hauptkalke getrennt liegen. (Die inselartig dem unterdevonischen Schiefer aufgelagerten Kalkpartien bei Wesselitz u. a.[1])

Und ähnlich wird man sich ja wohl auch die folgende Beobachtung zu erklären haben. Da, wo sich zwischen den Höhen 247 Meter und 253 Meter, d. i. mitten im geschlossenen Kalkgebiete, in der Nähe des Kalkofens die Wege kreuzen, liegen wieder eine beträchtliche Zahl loser Quarzitbruchstücke herum. Und indem dies auch hier wieder in einer orographisch ganz gut markirten Mulde der Fall ist, wird ja daran gedacht werden dürfen, dass wir es auch da wieder mit dem Sichtbarwerden des Liegendhorizontes zu thun haben.

Endlich nur noch die Bemerkung, dass wir den Quarzitbruchstücken auch an der westlichen Grenze des ganzen Kalkgebietes gegen die Bahnstrecke zu wieder begegnen.

Doch nun zum Kalke selbst! Von diesem befindet sich ein auf der Karte als Vertiefung sichtbarer ehemaliger Steinbruch (Nordost von der Côte 231 Meter) und direct östlich von dem Punkte, wo die Prerau-Olmützer Reichsstrasse die Karte verlässt; derselbe lässt uns an einer kleinen schroffen Mauer schwarzen, von Kalkspathadern reichlich durchschwärmten, festen Kalkes ein Streichen nach h 7 bei nordwärts gerichtetem, ziemlich steilem Verflächen (etwa 65°) abnehmen. Mit diesem festen Kalke vergesellschaftet, durch Uebergänge mit diesem verbunden und die Hauptmasse des hier aufgeschlossenen Gesteinmateriales ausmachend, erscheint ein mürber und ziemlich brechlicher Kalkschiefer, welchen wir auch in den grossen Kalkbrüchen des Nachbarblattes Olmütz als Begleiter des massigen Kalkes wieder sehen. Hier aber begegnen wir in der nächsten östlichen Umgebung des kleinen einstigen Bruches auch schon einem ganz ungemein bröckeligen, grauen Thonschiefer, auf den wir später, wenn wir dessen Verbreitungsgebiet und stratigraphische Bedeutung festzustellen versuchen werden, noch zurückkommen. Die interessante petrographische Zusammensetzung desselben wurde pag. 191 mitgetheilt.

Die Kalke, die in einer Reihe grosser Brüche — Eigenthum der Commune Olmütz — südöstlich von Grügau gewonnen werden, sind petrographisch nicht ganz gleichartig, wenn auch der dunkle, fast schwarze Kalk jedenfalls vorherrscht. Dass ich keinerlei paläontologische Ausbeute heimbringen konnte, wenn man von den Crinoiden-Durchschnitten absieht, die ich in einem der bereits gebrochenen Kalkstücke fand, wurde schon pag. 183 erwähnt.

Was die Lagerungsverhältnisse des Kalkes betrifft, so sind auch hier manchmal, wenngleich minder als bei den Kalkinseln an der Beczwa, genaue Streich- und Fallabnahmen in Folge der Zerklüftung der Kalkmassen einigermassen erschwert; doch dürften die folgenden

[1]) Reichenbach, a. a. O. pag. 24. Makowsky und Rzehak, a. a. O. pag. 41.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Bemerkungen immerhin den wirklichen Thatsachen entsprechen. Darnach hätten wir eine Reihe verschiedener Streichrichtungen für unseren Kalk anzunehmen, die sich aber um ein Mittelstreichen nach h 6, also ein ostwestliches Streichen, gruppiren lassen. Und zwar herrschen im südlicheren Theile des Kalkvorkommens die Streichrichtungen nach h 7, ja h 8, während im nördlicheren Theile dieselben um h 5 herumliegen, seltener nach h 4 oder h $5^1/_2$ sich verändern. Das Einfallen ist durchwegs nordwärts gerichtet, mithin von dem Verbreitungsgebiete der Quarzite abfallend. Die Winkel sind im Durchschnitt mit 55—60° zu bemessen, selten sind steilere, an wenigen Punkten herrscht senkrechte Schichtenstellung. Faltungen, überhaupt andere Störungen des geschilderten tektonischen Bildes sind fast nicht zu sehen; nur einmal beobachtete ich in dem Bruche unweit des Kalkofens, wie sich die regelmässig nordfallenden Schichten steiler und steiler stellten und schliesslich in entgegengesetzter Richtung umkippten.

So wenig wie Wolf der Quarzite zwischen Granit und Kalk gedenkt, so wenig gedenkt er einer Bildung, die ich nunmehr in den Bereich meiner Schilderung ziehe, einer Bildung, die v. Keck[1]) bereits 1835 erwähnt. Ich sagte soeben, dass in der nächsten Nähe des einen, noch auf dem Kartenblatte Mähr.-Weisskirchen vorhandenen einstigen Kalkbruches mürbe graue Schiefer herumliegen. Es haben nun diese für unser gesammtes Kalkgebiet eine bedeutende Verbreitung und — wie mich bedünken will — stratigraphische Bedeutung. Ganz richtig erwähnt v. Keck diese Schiefer von dem Kreuzungspunkte der Reichsstrasse mit dem Grügau-Teinitzer Wege — ausser meinem Blatte — und bemerkt, dass sie weiterhin südwärts mit Kalk wechseln. Die Wolf'sche Karte, die in den Grenzbezeichnungen für den Granit und Kalk gleichfalls nicht die gewünschte Genauigkeit besitzt, lässt nur an einer Stelle des von v. Keck genannten Weges Grügau-Gross-Teinitz eine vereinzelte Partie Kalk erscheinen, ebenso wie an einer Stelle des Weges Gr.-Teinitz-Krtschmann, wo aber gewiss keiner vorhanden ist. Das ganze übrige flachwellige Feldergebiet zwischen den Kalkbrüchen, den Dörfern Grügau, Gr.-Teinitz und dem Chlumwalde, dessen heute bewirthschafteter Theil übrigens hinter die auf der Karte verzeichnete Waldgrenze gerückt ist, ist von Wolf als Löss und (bei Grügau) als Schotter bezeichnet. Dem entgegen ist nun für ein beträchtliches Gebiet das Vorhandensein des erwähnten grauen, mürben Schiefers erwiesen. Ich fand ihn bei dem Kreuze, das an der Vereinigung des nach Gr.-Teinitz führenden Weges mit der Reichsstrasse steht und auch längs dieses Weges weiter sodann bis zum Dorfe Grügau, wo dann erst diluviale Schotter, welche schon den nördlichen Wegrand bedecken, sie verhüllen; neben den vorherrschenden, mürben und schmutzig-grauen Schiefern sieht man hier aber auch einzelne gröbere Bänke, die dann als einem äusserst feinkörnigen Grauwackenschiefer angehörig bezeichnet werden können. Das Streichen dürfte mit h 6—7 richtig bestimmt sein, das Fallen ist steil und wenn mich meine Aufzeichnungen nicht täuschen, hier südwärts. Ich fand die gleichen Schiefer aber auch

[1]) Vergl. H. Wolf, Die Stadt und Umgebung von Olmütz, a. a. O. Anhang, pag. 585.

ANSKA GDAŃSKA POLITECHNIKA

wieder an dem Wege, der südöstlich von Grügau verläuft, wo sie unweit des Kreuzes anstehen und es lässt hier der bescheidene Aufschluss der nur wenig aus dem Wege hervorsehenden weichen Schiefer ein Streichen nach h 6—7 bei nordwärts gerichtetem Einfallen erkennen. Sodann zeigt uns der westlich knapp an der Reichsstrasse gelegene ehemalige Bruch (südöstlich der Höhencôte 253 Meter) die gleichen Schiefer, hier aber vermengt mit reinen Kalkschiefern, wo ein gleichmässiges Streichen nach h 6 bei gleichfalls nördlichem Verflächen (hier mit 35°) sichtbar ist. Es ist dies jedenfalls der durch v. Keck mitgetheilte Aufschluss, der bereits sehr nahe dem eingangs genannten Kalkvorkommen auf unserem Kartenblatte liegt, wo, wie wir sagten, um den h 7 streichenden und steiler, 65° nordwärts fallenden Kalk die mürben Schiefer erscheinen, zumal nördlich oberhalb des kleinen Bruches. Diese finden sich nun, ganz deutlich die Ackerkrume bildend, darum leicht übersehbar, aber in den Feldrainen ganz zweifelsohne nachweisbar, in den Feldern weiter östlich durchwegs vorhanden und gewiss nicht Löss, wie Wolf meint. Auch ich hatte bei zweimaligem Begehen des Weges von Krtschmann nach Gr.-Teinitz die Bruchstücke nur bei den beiden noch zu nennenden Kreuzen beachtet, aber die sandige Beschaffenheit des Weges zwischen denselben mit dem Vorhandensein eines wirklichen Sandlagers, das in Gr.-Teinitz selbst ja so schön aufgeschlossen ist, in Zusammenhang gebracht und war darum nicht wenig überrascht, wie ich mich dann von der Anwesenheit der grauen Schiefer allenthalben daselbst überzeugte. Man sieht von dem genannten kleinen Bruche an bis zu dem Kreuze bei 237 Meter (U boži muka) und nördlich bis unmittelbar nach einem, auf der Karte ersichtlichen, schwachen Steilabfall nördlich des Kreuzes bei der Côte 246 Meter überall die Schieferbruchstücke; dass man sich diese keineswegs etwa von dem östlichen Culmgebiete des Chlumwaldes durch Regen und Fluthen herabgespült denken kann, ist klar, schiebt sich ja zwischen diesen und das Feldergebiet der erwähnte trennende Thaleinschnitt. Und an einem der Feldraine, etwa Süd von dem Kreuze bei 246 Meter zwischen den beiden, auf der Karte eingezeichneten parallelen Wegen, sah ich sogar einen minimalen, aber doch beachtenswerthen Aufschluss, aus welchem ich ein Streichen nach h 7 und ein nicht steiles Einfallen nach Nord abnahm, also concordant mit dem Kalk, discordant zum östlichen Culm, der auch hier, wie im vorigen Abschnitte gezeigt wurde, weit vorherrschend[1]) h 3—4 streicht und südostwärts fällt. Vielleicht kann man die Schiefer, die ich jetzt erwähne, mehr den gewöhnlichen Grauwacken ähnelnd bezeichnen. Herumliegende, nicht abgerundete Quarze können besser mit Quarzgängen in Verbindung gebracht werden denn sie als Bestandtheile von Schottern zu betrachten; dies gilt zumal von der Gegend unmittelbar bei dem zweitgenannten, nördlichen Kreuze. Allerdings ist das Gebiet, das uns hier beschäftigt, also jenes zwischen Gr.-Teinitz, dem Chlumwald und den Kalkvorkommen, auch, wie schon angedeutet

[1]) Ebendort wurde auch der Veränderung im Streichen der Culmgrauwacke auf dem Gipfel des Hradisko gedacht, als des einzigen Analogon zu den vielfachen Störungen des Culmgrundgebirges in der Nähe der Beczwainseln.

wurde, durch wirkliche Sandpartien ausgezeichnet, die, wie es scheint, an die Thalsenke zwischen dem hoch ansteigenden Waldgebiet der Culmgrauwacken im Chlumwald und dem sanft gewellten Felderterrain im Westen gebunden sind, während Wolf auch hier nur Löss einzeichnet.

Ich fand längs dieser Einsenkung die folgenden Vorkommen: südlich des Kreutzes U boži muka (Schotter), südöstlich der Côte 260 Meter (Sand) und nordöstlich davon einen am Westrande dieser Einsenkung bis in's Dorf Gr.-Teinitz verfolgbaren Sandstreifen. Ueber diesen letzteren Sandstreifen erhebt sich dann im Dorfe Löss, der bis zu der Nordgrenze des grauen Schiefergebietes anhält, d. i. bis zu der auf der Karte ersichtlichen ostwestlich verlaufenden Terrainstufe. Die Sande von Gr.-Teinitz, die zusammenhängend von den südöstlichsten Häusern des Dorfes am linken Ufer des (Berauna auf der alten Mappirungskarte benannten) Baches bis zu dem genannten Punkte nordöstlich von 260 Meter immer an Mächtigkeit abnehmend fortziehen, erweisen sich, wo sie — beim Dorfe — gut aufgeschlossen sind, als wohl geschichtete Sande. Dort stehen sie in hohen Wänden an, die man aus der Ferne für Lösswände hält. Meist ist es ziemlich feiner Sand, in dem nur selten grössere Bruchstücke liegen (von Culmgrauwacke); regelmässig verlaufen seine Schichten, nur selten sind etliche Störungen und Verschiebungen der regelmässigen Schichtenlage vorhanden, wie in so vielen Sandlagern. Gegen die Decke zu scheint in dem einen, mehr dem Dorfe genäherten Sandbruche bereits der Löss die Oberhand zu gewinnen, während in dem zweiten der Sand allein vorhanden ist. Für dieses Grenzgebiet von Sand und Löss ist es wohl schwer, von einer scharfen Abgrenzung beider zu reden; deutlich sehen wir dies z. B. an einer anderen Stelle, schon ziemlich stark gegen das Südende des sich verschmälernden Sandstreifens, wo eine ganz unscheinbare Entblössung am Wegesrand einen noch deutlich sandig anzufühlenden Lehm zeigt, in welchem wir einerseits ganz reichlich beigemengte Sandkörner, andererseits aber auch schon die wohlerhaltenen Landschnecken des Löss wahrnehmen können, so dass hier wohl von einem Zusammenhang des geschichteten Sandes und eines wohl charakterisirten Löss gesprochen werden muss. Wenn ich die Partie südlich des Kreutzes U boži muka als Schotter bezeichne, so ist damit nur ein grobes Korn des Sandes gemeint. Der Löss selbst wird in weiterer Entfernung immer deutlicher und die Wände an der Südseite von Gr.-Teinitz zeigen typischen Löss. Aus der Thatsache des allmäligen Ueberganges der Sande in den hangenden Löss werden wir hier wohl nicht miocäne, sondern diluviale Sande annehmen müssen. Doch notire ich, dass ich südlich des erwähnten zweiten Kreuzes (246 Meter), d. i. etwas höher als die Einsenkung, neben den weissen, oben als Bestandtheile eines Quarzganges angesehenen Quarzen auch ein einzelnes Stück fand, das mich an die fremdartigen, als Glieder des Miocäns erkannten Quarzite erinnerte, so dass hier vielleicht auch eine ganz winzige Scholle miocänen Schotters angenommen werden könnte.

Dass diese somit als diluvial angesehenen Sande zwischen Gr.-Teinitz und Krtschmann auch noch weiter südlich reichen, zeigt der Aufschluss beim südöstlichsten Hause von Krtschmann, wo unter dem Löss wieder eine kleine Sandpartie sichtbar wird.

Der auf das Blatt M.-Weisskirchen entfallende Antheil an der Marchniederung ist, indem die Schotter des Diluviums und die miocänen Tegel bei Majetein bereits pag. 288 Erwähnung fanden, durchwandert. Wir wenden uns dem auf Blatt Mährisch-Weisskirchen enthaltenen Antheile der Beczwaniederung zu. In ihrem südwestlichsten Stücke lässt sie uns sofort die zwei Devonkalkinseln kennen lernen.

Aus dem hochstämmigen Walde zwischen Czekin und Lhotta zabecni, dem steil ansteigenden Hruby les, dessen Wasserläufe uns über den Culmgrauwackeboden belehren, gelangen wir zu der ziemlich breiten und gleichmässigen Plateaufläche des Sobischekberges (321 Meter), dessen Felderbedeckung ein Urtheil über den Untergrund nicht gestattet. So halten wir uns denn bei der Abgrenzung des Culmgrundgebirges gegen den von der nahen Beczwaniederung vordringenden Diluviallehm an die orographischen Verhältnisse, welche hier durch die gegenseitigen Besitzverhältnisse von Wald und Feld noch gehoben werden und geben das von der Beczwa langsam ansteigende Feldgebiet sammt der genannten Hochplateaufläche trotz deren relativer Höhe (321 Meter) dem Diluviallehm anheim. Aus diesem haben sich westlich und nördlich von Sobischek eine Reihe von Kalkbrüchen herausgeschält, die ich nunmehr zu betrachten habe. Ein sehr grosser Kalkbruch liegt westlich [1]), eine Zahl kleinerer, zum Theil verlassener Brüche nördlich des Dorfes. Sie alle brechen den einen, sich wohl stetig gleich bleibenden dunklen, manchmal direct schwarzen Kalk mit dichtem Gefüge, welcher mithin dem Kalke von Grügau-Krtschmann völlig gleich ist.

Das Streichen des Kalkes dürfte in den verschiedenen, theils eben jetzt in Abbau stehenden, theils schon verlassenen Theilen des grossen Bruches mit h 7 richtig bestimmt sein bei nördlichem Einfallen unter beiläufig 75°; doch ist auch hier das richtige Ablesen der Streichrichtung wegen der starken Zerklüftung nicht ganz leicht, wie denn auch z. B. Wolf's Originalkarte für den Kalk eben dieses Steinbruches ein Streichen nach h 3 gibt; aber trotzdem der äusserliche Verlauf des in den Steinbrüchen abgebauten Kalkes eher dieser Streichrichtung entsprechen würde, muss ich doch an der oben gegebenen Richtung als der mir richtig scheinenden festhalten, umsomehr als mir dieselbe auch in den Brüchen zwischen den Wirthschaftsgebäuden und dem Kalkofen entgegentrat. Unmittelbar östlich vom Maierhofe an der Böschung östlich der Strasse nahm ich nämlich h 6, und ein sanfteres, etwa 40° betragendes, gleichfalls nordwärts gerichtetes Verflächen ab, während in den ehemaligen Brüchen wieder ein steileres Einfallen bei gleichem Streichen sichtbar wird.

Mit Ausnahme der Entblössung östlich vom Maierhofe, wo im Wasserrisse die Felsrippen des Kalkes erscheinen, liegen die Kalke durchwegs unter einer Lehmdecke, die stellenweise recht mächtig ist, so dass von den sonst für Kalk charakteristischen Oberflächenformen nichts zu sehen ist, während wir bei der analogen Marchinsel immerhin die Kalkrippen aus der Bodenoberfläche hervorstehen sahen.

---

[1]) Es ist derselbe in der Specialkarte eingetragen; nichts destoweniger erscheint in der bisherigen, geologisch colorirten Karte die Kalkinsel erst nördlich dieses Steinbruches, der selbst mit der Lössfarbe bedeckt ist. Der Steinbruch ist im Besitze des Herrn Dr. Weeber in Olmütz.

Fossilien fand ich im Kalke keine und konnte von den Steinbrechern auch keine darauf bezügliche Auskunft erhalten. Beyrich war 1844 glücklicher, indem er eine Wand erfüllt mit Crinoiden auffand. Es wurde bereits im vorhergehenden Abschnitte erörtert, wie hier so ausserordentlich unregelmässig die Lagerung der benachbarten Culmgebilde ist — westlich haben wir ja schon nach kaum einem halben, nördlich nach kaum $^2/_3$ Kilometer die Grauwacke —; die vielen nahen Aufschlüsse an der Oleschnitza von der Hroznymühle bis herab nach Kl.-Lhotta und jene in den östlichen Seitenthälern zeigten verschiedene Streich- und Fallrichtungen. Ist aber für den Kalk das Streichen nach h 7 massgebend, so ist auch hier eine Discordanz zum Culm, dessen Durchschnittstreichen wir als h 5—4 bezeichnen können, wenigstens sehr wahrscheinlich.

Das Fehlen der Quarzite, deren wir bei Grügau-Krtschmann dankbar gedachten, wurde schon hervorgehoben und so erübrigt denn nur eine Schilderung der Bildungen, die ich den grauen Schiefern von dort äquivalent halte. Steigen wir vom Maierhofe direct südwärts herab zum Dorfe, so zeigen die stark ausgewaschenen Schluchten in ihren oberen Theilen wohl nichts ausser diluvialem Lehm, dafür sehen wir aber im unteren Abschnitte des Hohlweges einen kleinen Aufschluss in grauen und sehr dünnen, bröckeligen Schiefern, welche erinnern an die sehr dünnblätterigen grauen, Tentaculiten führenden Schiefer Schlesiens beim Frobelhof unweit Zossen. Bei der Kleinheit und der verbröckelten Natur des Aufschlusses musste ich verzichten, ein völlig genaues Streichen und Fallen abzunehmen; immerhin schien mir am ehesten ein beiläufig ostwestliches Streichen plausibel zu sein, also ziemlich übereinstimmend mit jenem des Kalkes. Innerhalb der dünnen Schiefer erscheinen vereinzelt auch stärkere Bänke, die dann wieder die Aehnlichkeit mit den herrschenden Culmgrauwacken nicht verbergen, von welchen die grauen Schiefer sonst so beträchtlich abweichen.

Geht man sodann das Dorf durch und hält sich an dem Waldsaume längs der nach Buk führenden Strasse, so trifft man nahe vor letzterem Dorfe wieder die gleichen grauen Schiefer, die in Verbindung mit freilich wieder ziemlich Culm-alltäglich aussehender Grauwacke in einem kleinen Steinbruche aufgeschlossen sind. Indem ich daselbst ein dem Kalkstreichen concordantes Streichen und Fallen (also h 6—7 bei Nordverflächen mit etwa 40°) abnehmen konnte, wurde ich veranlasst, von jenem ersten Vorkommen der grauen Schiefer in Sobischek bis hierher eine dem Waldsaum parallele Lage dieser, der Kalkinsel zugehörigen Bildungen einzuzeichnen, dieselben mithin nicht dem Culm zuzuweisen, sondern mit dem mitteldevonischen Kalke in Verbindung zu bringen, möglicherweise als dessen Hangendglied.

Diese selbe Waldlisière scheint aber auch noch durch ein Schottervorkommen bezeichnet zu sein, welches ich jedoch wegen der geringen Zahl von lose herumliegenden Schotterbestandtheilen nicht kartiren konnte. Ich betone dies nur darum, weil das uninteressante diluviale Lehmgebiet am Nordrande der Beczwa anderweitiger Bildungen ohnehin fühlbar genug entbehrt. Wir bewegen uns gegen Radwanitz in dem gleichen, manchmal lössähnlichen Diluviallehm, welcher mir aber weder in dem Aufschlusse knapp nach dem zweiten Steinbruche in Buk, noch

in jenem am Ostrande von Radwanitz Lössschnecken oder Lösskindel lieferte, denen wir in dem westlichen Hügelgebiete allüberall begegneten.

Das Devonkalkvorkommen von Radwanitz[1]) befindet sich auf der nordöstlich vom Dorf gelegenen Höhe Na skalach. In dem Wäldchen daselbst nördlich der Strasse und westlich des Kalkofens sind mehrere kleinere und ein grosser Steinbruch darin angelegt; doch ist es wohl ziemlich sicher, dass auch die grossen und weiten, mit Strauchwerk wild bewachsenen Gruben oder schluchtartigen Einrisse östlich und nordöstlich von den Kalköfen von früherer Kalksteingewinnung stammen und auf der Karte mit in das Kalkvorkommen einzubeziehen sind. Der Kalk ist lichter als jener von Grügau und Radwanitz und gleicht mehr dem Devonkalk von der, ausser meinem Terrain gelegenen Mala Lipowa bei Prerau.

Das Streichen und Fallen ist hier ganz besonders undeutlich ausgesprochen, indem der Kalk sehr splitterig ist und vielfache unregelmässige dünne Absonderungsflächen zeigt; ich halte dafür, dass die Streichrichtung mit h 6, manchmal gegen h 5 richtig abgelesen ist, das Einfallen ist jedenfalls ein sehr steiles und wohl gegen Nord gerichtet.

Auch hier liegt der Kalk unter einer mächtigen, an ein paar Punkten sogar mehr als 3 Meter mächtigen Lehmdecke.

Während ich Fossilresten in dem Kalke erfolglos nachspürte, konnte ich zwei Erscheinungen, von denen die zweite auch von grösserem Werthe für die geologische Karte ist, beobachten. Ich fand einmal grössere rundliche Formen von reinem Kalkspath, welche ich allerdings stets nur ausser dem Verbande mit dem Hauptkalkstein traf, und das zweite war der Nachweis einer neuen, allerdings winzigen Partie miocänen Sandsteins. An der beiläufig östlichsten Wand des westsüdwestlich vom Kalkofen befindlichen Bruches fand ich an der Grenze zwischen dem Kalk und der darauf liegenden Lehmdecke eine kaum die Grösse eines Foliobandes erreichende Partie desselben zu Sand zerfallenden Sandsteines, wie ich diesen südlich von Neuhof und an Punkten ausser meinem Terrain östlich von Kokor (Bl. Prerau) kennen gelernt hatte. Ob dieser winzige Miocänlappen als Ausfüllung einer Spalte im Kalk vorhanden oder ob er auf dessen Oberfläche angelagert ist, liess sich bei den winzigen Dimensionen nicht entscheiden. Es ist diese, der späteren diluvialen Erosion nicht anheim gefallene Miocänscholle die letzte, die ich im Beczwathale und bis hinauf zur Wasserscheide von Bölten kenne, an deren Ostflanke dann so viele Partien uns erhalten sind; von diesen, ausser dem hier besprochenen Gebiete gelegenen Bildungen wurden im allgemeinen Theile (pag. 198) wenigstens vorläufige Mittheilungen gegeben.[2])

---

[1]) Wie schon oben pag. 109 erwähnt, fehlt dieses Vorkommen auf der bisherigen Karte, wiewohl es Wolf gekannt hat.

[2]) Inzwischen hat Dr. v. Tausch Mittheilung gemacht von einem, in seinem Aufnahmsgebiete am linken Beczwaufer befindlichen Miocän östlich von Leipnik. Dieser gleichfalls als Sand mit festen Sandsteinlagen entwickelte Miocänrest stellt somit eine noch weiter ostwärts im Beczwathale befindliche Andeutung des einstigen Miocäncanals dar.

Ein Blick auf die bedeutende Höhe des östlich vom Kalkvorkommen befindlichen Hügels U březy (287 Meter) lehrt uns, dass hier ausser der diluvialen Lehmbedeckung nichts zum Vorschein kommt, was uns ähnlich wie bei Grügau und theilweise auch bei Sobischek über den Schichtenverband des Kalkes belehren könnte. Dagegen erscheinen an der nördlichen Böschung des genannten Hügels U březy gegen den südlich von Weselitschko westöstlich fliessenden Bach in der Ackerkrume reichlich beigemengte Stückchen von Grauwackenschiefer, der — wenn man nach solchen Bruchstücken etwas sagen darf — etwa zwischen den erwähnten grauen Schiefern und der Grauwacke des Culm steht. Wenn ich darnach diese Böschung mit der Farbe für die mit dem Devonkalke verbundenen Schiefer bezeichne, so geschieht dies nur auf Grund eines Analogieschlusses und darum, weil mir sonst in der ganzen Beczwaniederung jenseits des Steilabsturzes, mit welchem das Culmgrundgebirge endigt, auch an Bacheinschnitten kein Zutagetreten des Culm unterkam. Die Nordgrenze des wenig gewellten [1]) Beczwalehmgebietes, das wir nun, wenig aufgehalten, rasch durchwandern, ward bei Besprechung des Sudetenrandes angegeben; die Südgrenze gegen das Alluvium des Flusses gibt bis gegen die Haltstelle Radwanitz genau die Nordbahnstrecke, über welche die Grenze weiter östlich gegen Osek heraustritt, so dass da die Bahnstrecke den diluvialen Lehm durchschneidet. Innerhalb desselben traf ich auf eine grössere Beimengung von Schotterbestandtheilen an der Strasse von Unter-Aujezd nach Leipnik, etwa oberhalb des Kreuzes bei 270 Meter. Weit wichtiger als diese kaum kartirbare Schottereinlagerung ist der Schotterwall, der den Horečkoberg bei Trnawka, nordwestlich der Stadt Leipnik zusammensetzt und am linken Ufer des heute kleinen Bächleins als ein gut ausgesprochener Höhenrücken nordöstlich wohl 1·7 Kilometer weit verfolgbar ist; am deutlichsten ist er aber jedenfalls auf, resp. an dem Horečkoberge entwickelt, dessen Höhe nämlich derselbe diluviale Lehm deckt, welcher auch den Fuss des zwischen 286, 299 und 303 Meter schwankenden Rückens bildet. Indem die Höhe selbst, unmittelbar über der Kapelle, wo noch sehr viele Schotterstücke sich finden, derselben entbehrt und schotterfreien Lehm zeigt, erscheint der Schotter wohl als Zwischenlagerung im diluvialen Lehm. Wenigstens gilt dies von der Seite gegen Trnawka, während nordöstlich davon der Schotter direct bis zu dem kleinen Thale herabreicht. Unter den Schotterbestandtheilen scheinen lediglich Culmgrauwackenstücke von nicht grossen Dimensionen vertreten. Im ersten Augenblicke hatte ich, ehe die deutlich abgerollte Form der Stücke auffällig wurde, an anstehende Grauwacke gedacht, ähnlich der einzigen Grauwackeninsel im Marchlehm westlich von Swiesedlitz. Ob etwa auch Schotterstückchen von Karpathensandsteinbildungen mit vorhanden sind, konnte ich bei der grossen Aehnlichkeit zumal zersetzter Culm- und Flyschbildungen nicht entscheiden; nach dem Verlaufe der Beczwa, der wir wohl mehr als dem kleinen Bächlein oberhalb Trnawka die

[1]) Von 300 Meter senkt sich das Lehmgebiet unregelmässig undulirend gegen die Alluvialfläche, die auf der 18 Kilometer langen Strecke von Radwanitz bis M.-Weisskirchen zwischen 220 und 245 Meter gelegen ist.

Bildung dieses diluvialen Schotterwalles zuschreiben müssen, wäre eine solche Beimengung ja nur zu erwarten.

Die eben berührte Frage, ob innerhalb der so breiten und stellenweise bedeutende Seehöhen aufweisenden Beczwaniederung nicht doch auch Culminseln vorhanden seien, ähnlich wie sie ausser meinem Gebiete bei Pohl erscheinen (vergl. pag. 207), beschäftigte mich zumal in den höher gelegenen Theilen der Niederung nicht wenig. Besonders waren es die waldtragenden Stellen, wie der „Alte Thiergarten" und die vielfachen Waldbüsche nördlich von Lautschka oder die Stelle bei dem Kreuze 336 Meter südöstlich von Podhorn und noch darüber. Schliesslich aber musste ich mich auch hier stets von der Unmöglichkeit überzeugen, eine anstehende Culminsel zu erweisen; die sich häufende Beimengung von keineswegs stets abgerundeten Grauwackenstückchen in dem herrschenden Lehm ist eben dem ganzen, an den Steilabfall des Culmgebirges sich anschliessenden Rand der Beczwafurche eigen, von wo sie sich gegen die Tiefe derselben immer mehr und mehr verringert, um einem sehr reinen, fetten, mächtigen Lehm Platz zu machen. Ich brauche fürwahr nicht erst Gebietsstriche zu nennen, längs welchen dieser allmälige petrographische Wechsel des Lehms sichtbar wird, indem jeder Abstieg vom Sudetenrand zur Beczwa ihn klarlegt; aber vielleicht ist der Weg von Podhorn über Millenau nach Klogsdorf am instructivsten.

Diluviale Schotterlagen von geringer Bedeutung notire ich weiter im unteren Theile der westlichen Häuserseite von Lautschka, während an der östlichen Dorfseite wohl Lehm von der Farbe des Löss, aber doch vermengt mit etlichen Schotterbestandtheilen ansteht. Ebenso ist die Beimengung von solchen in dem herrschenden Lehm nördlich von Lautschka ziemlich nahe dem Culmrande gegen das Jägerhaus zu wahrnehmbar, in grösserem Maassstabe sodann östlich bei 289 Meter am rechten Ufer des Bächleins. Der Schotter, der am Ausgange eben desselben Lautschkabaches, also schon im Gebiete des reinen, lössartigen, den tiefsten Theilen der breiten Beczwafurche eigenen Lehms, wie ihn die Ziegeleien von Leipnik abbauen[1]) und wie ihn neue Erdaushebungen längs der Nordbahnstrecke ebenda sehen lassen, dieser Schotter von Leipnik — in der Mühlgasse z. B. und gegen den Bahnhof entblösst — ist stets ein grober Flussschotter an der Basis des diluvialen Lehms, während es sich wieder z. B. an der Westseite der südlichsten Häuser von Millenau nur um eine sandige Beimengung in dem Lehm handelt, und der kleine Schotterwall des Baches nördlich von Millenau wieder nur alluvial sein dürfte.[2]) Wieder eine, wie es scheint, länger verfolgbare, aber schlecht aufgeschlossene Schotterlage fand ich am linken Ufer des Weličkabaches, westlich vom Bahnhofe M.-Weisskirchen bis hinauf nordöstlich von Welka reichend dem Lehm eingelagert, resp. an dessen Basis. Am

[1]) Aber auch hart am Culmrande bauen Ziegeleien den Lehm ab, wie beim Jägerhause in Podhorn; hier ist es lediglich Gehängelehm, fast möchte man sagen Gehängeschutt, der abgebaut wird.

[2]) Alluviale Schotter sieht man z. B. auch an dem kleinen Bache östlich von Klogsdorf und a. a. O.

relativ besten sieht man hier den Schotter südlich des unteren Kreuzes, das südöstlich von Welka an der Strasse nach Bodenstadt steht, dann östlich von Welka zwischen dem oberen Kreuze (Kapelle) und dem nach Nord abzweigenden Wege. Endlich ist es wohl diluvialer Schotter, der knapp südlich von Ohrensdorf am rechten Ufer der Ludina beschränkt sichtbar wird.

Dass aber die Betheiligung von Schotter, die im kleinen über das ganze Beczwalehmgebiet ziemlich gleichmässig vertheilt ist, in Form grösserer Schotterterrassen und Wälle doch nicht vorhanden ist, scheint mir nicht abzuleugnen. Jedenfalls täuschen ferner Terrainformen, nach welchen man sich versucht fühlt, einen mächtigen Schotterwall anzunehmen; so z. B. ist der auffällige Hügel, auf dem Welka steht, keineswegs ein Schotterwall, indem der kleine Aufschluss westlich des Dorfes nur Lehm entblösst.

Das Terrain steigt mälig zum Wasserscheiderücken von Bölten, ohne dass wir einer anderen Bildung denn des gleichen Diluviallehms zu gedenken hätten, ohne dass wir, meinen Begehungen dieses Gebietes zu Folge, jenen Miocänsandsteinen begegneten, die jenseits der Wasserscheide bei Blattendorf und a. a. O. eine so ansehnliche Verbreitung besitzen. Aber auch der noch hier zu schildernde kleine Antheil an dieser Ostflanke der europäischen Wasserscheide entbehrt zunächst noch der miocänen Ablagerungen. Er ist uns lediglich dadurch von hohem Interesse geworden, als wir hier etliche Meter unter dem niedrigsten Punkte der Wasserscheide westlich von Heinzendorf einen nordisch-erratischen Granitblock fanden, vergl. pag. 214. Wenn ich oben den niedrigsten Punkt der europäischen Wasserscheide westlich von Bölten, welcher in der Special- und Mappirungskarte nicht côtirt erscheint, mit 310 Meter angab, so erfordert dies einige begründende Worte. Nach dem Nivellement der k. k. Ferdinands-Nordbahn beträgt die Höhe dieses, in Kilometer 214·5 beim Wächterhause 147 gelegenen Punktes 287·539 Meter an der Strecke, so dass, die Einschnittstiefe von 16·957 Meter zugerechnet, als Terraincôte für diesen niedrigsten Punkt der europäischen Wasserscheide sich die Höhenzahl 304·496 Meter ergäbe. Es würde nun diese Höhenzahl bedeuten, dass das Erraticum von Heinzendorf (305 Meter) höher gelegen sei als dieser Punkt der Wasserscheide. Berücksichtigt man aber, dass die Nivellementcôten der Nordbahn sich 5—6 Meter niedriger stellen als die Côten der Specialkarte, so haben wir im Sinne dieser die Höhenzahl von 310 Meter zum Vergleiche mit anderen Côten heranzuziehen. Es ist dies ziemlich dieselbe Côte, welche 1852 für den niedrigsten Punkt der Wasserscheide Streffleur[1]) und nach ihm Kořistka[2]) 1863 gaben; denn es ist mir ziemlich sicher, dass die in den genannten Arbeiten mitgetheilten Côten (in Meter umgerechnet) 291·41, respective 292·28 Meter sich nur auf die Bahnstrecke im Einschnitt, nicht auf die natürliche Oberfläche bezogen; rechnet man nämlich die Einschnittstiefe

[1]) V. Streffleur, Orographisch-hydrographische Studien über das Gebiet des österreichischen Kaiserstaates. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. 1852, VIII, pag. 437.

[2]) C. Kořistka, Hypsometrie von Mähren und Oesterreichisch-Schlesien. Brünn 1863, pag. 49.

von 16·957 Meter hinzu, so erhält man für Streffleur eine Côte von 308·367 Meter, für Kořistka von 309·237 Meter. Wenn daher auch die fragliche, in mehrfacher Beziehung bedeutungsvolle Höhe nicht mit völliger Genauigkeit angegeben werden kann, lehrt doch ein Blick auf sämmtliche angeführte Côten, dass die oben gegebene Zahl mit 310 Meter eher ein klein wenig zu hoch gegriffen ist.[1]) Wie dem auch sei, es kann mit vollster Beruhigung ausgesprochen werden: Der nordische Granit lag nur sehr wenige Meter unter dem niedrigsten Punkte der nahen europäischen Wasserscheide.

Indem aber jener nordische Granitblock von Heinzendorf im innigen Verbande stand mit einer, nach Art einer Mauer aus dem südlichen Gehänge des kleinen Baches westlich von Heinzendorf herausstehenden Schotterschichte, in welcher neben verschiedenfarbigen Quarzstücken auch Grauwacke nicht fehlte, mussten wir auch diesem Schotter — nahe der mährisch-schlesischen Landesgrenze gelegen — diluviales Alter und die Mitbetheiligung des nordischen Inlandeises an dessen Bildung zuschreiben, indem ja die Terrainconfiguration eine nachträgliche Flussverschleppung jenes Erraticums ausschloss. Unsicher blieb nur die Natur jener sandigen Lehme, die höher hinauf gegen das Eiserne Thor unsere Aufmerksamkeit fesseln. Der kleine Ziegelschlag bei 327 Meter baut einen Lehm ab, der wieder die kleinen Quarzstückchen enthält, ähnlich wie wir solchen sandigen Lehmen im nordischen Diluvium von Schlesien öfter, wohl aber auch, und hier von miocänem Alter, im westlichen Gebiete dieses Kartenblattes begegnet sind. Ich kann darum auch heute die Frage nach dem Alter dieses sandigen Lehmes, sowie jenes analogen, welchen der auf der Karte enthaltene kleine Ziegelschlag nahe dem Austritt der Strasse Bölten-Odrau aus dem Kartenblatte abbaut, nicht sicher entscheiden, wenn es auch wahrscheinlich richtiger ist, sie mit dem so nahen und so ähnlichen Vorkommen westlich von Heinzendorf in Zusammenhang zu bringen. Dann aber würde es sich als nothwendig erweisen, dem nordischen Diluvium in diesem seinem letzten Ausläufer eine Höhe einzuräumen, die jene des niedrigsten Punktes der europäischen Wasserscheide überträfe. Die theoretischen Folgerungen, welche sich daran knüpfen liessen, sind bereits oben besprochen. Unser Rundgang durch die südöstlichen Ausläufer der mährisch-schlesischen Sudeten ist aber hiermit beendigt.

---

[1]) In geographischen Handbüchern, wie in Penck's bereits genanntem „Deutschland" findet sich für den niedrigsten Punkt der Wasserscheide gar nur eine Höhencôte von 284 Metern. Ist wohl auch damit nur die Côte des künstlich, durch den Eisenbahneinschnitt erniedrigten Punktes der Wasserscheide gemeint, so ergäbe auch die Zurechnung der Einschnittstiefe eine geringere Zahl als alle oben mitgetheilten, vor Allem aber eine niedrigere als für das Erraticum von Heinzendorf anzunehmen ist.

Inhaltsangabe.

	Seite	
Einleitung	103—109	[1—7]
Die Beczwaniederung als südöstliche Sudetengrenze gegen die Karpathen. Aeussere Physiognomie der Sudetenausläufer. Aeltere Literatur und Karten	103	[1]
Devon und Culm	109—178	[7—76]
A. Ueber die Abgrenzung und Lagerung der beiden Formationen	109—122	[7—20]
Die Basisconglomerate des Culm. Mangel einer paläontologischen Stütze für die Trennung von Devon und Culm in den Sudetenausläufern. Angebliche Pflanzenreste von Domeschau und Giebau. Petrographische Behelfe für die Trennung in den Diabasen und Kalken des hangenden Devon	109	[7]
Tektonik des Grenzgebietes. Störungen der im Devon regelmässigen Lagerung (Streichen nach Nordost, nicht flaches Südostfallen) längs der Grenzlinie. Die erste Culmantiklinale. Beiläufige Lage von Theilen des Feistritzflusses im Antiklinalscheitel. Neuerliche Aufwölbung des Culm gegen den Sudetenrand bei flacher Lagerung. Störungen in der Nähe der Devonkalkinseln	116	[14]
B. Petrographie des Devon-Culmgebietes	122—150	[20—48]
1. Die Grauwacken. Lichtgrüner Muskovit als wichtigster Cementbildner. Andere Bestandtheile. Zersetzung zu Höhenlehm, selten Sand	122	[20]
2. Die Conglomerate. Basis- und höhere Schieferconglomératé. Einschluss fremder Gesteinstrümmer des unterlagernden Devons und Phyllits an der Basis, der entfernten krystallinischen Schiefer in den höheren Lagen. Lose Gerölle ausser dem Conglomeratverbande	129	[27]
Im Conglomerat von Schlok Kersantitblöcke (wohl von einem nahen Gange)	132	[30]
Gerölle von Granulit, Gneiss, Granit neben solchen von Kersantit in der Bleiglanzgangmasse von Altendorf. Vergleich mit den Glamm- und Glauchbildungen, den Dowkys, den Geröllen in der Joachimsthaler Putzenwacke u. a. Die Gerölle im Bleiglanzgange stammen wohl von einem, den Gang begrenzenden Culmconglomerat	137	[35]
3. Die Thonschiefer. Arten der Dachschiefer. Transversalschieferung meist im Störungsgebiete der Culmbasis. Kartographische Ausscheidung der Schieferzüge. Verhältniss von Schiefer- und Grauwackeboden zur landschaftlichen Physiognomie. Viele Thalböden gehören dem leichter zerstörbaren Schiefer an	144	[42]

Seite

C. Zur Gliederung des Culm . . . . . 150—166 [48—64]

Vorläufig spricht nichts gegen den Grundsatz Römer's und Stur's von der Aufeinanderfolge stets jüngerer Glieder quer auf's Streichen. Doch sind die drei Altersstufen der Culmflora nicht auf der Karte ausscheidbar; der die Hangendzone bezeichnende Thiermangel trifft z. B. nicht völlig zu. Bei diesem Mangel sicherer paläontologischer wie petrographischer Gliederungskriterien wird nur die Abnahme der Schiefer, die Kornvergröberung nach oben festgestellt. Dasselbe Moment gilt aber auch für das Streichen des Culm nach Südwest. . 150 [48]

Die Gliederung des Culm im Harz, in Thüringen, Westphalen, des Fichtelgebirges, der Vogesen und von Niederschlesien . 157 [55]

Der allenthalben beobachtete unterste Horizont der Kieselschiefer und Kalke fehlt in den mährisch-schlesischen Sudeten. Indem weiter die sonst erst etwas höher erscheinende *Posidonomya Becheri Br.* hier schon in den tiefsten Gliedern erscheint, wird eine, jenem sonst tiefsten Culmhorizonte entsprechende Ablagerungslücke angenommen. War auch eine scharfe Discordanz zum Devon nicht erweisbar, wurden wenigstens Lagerungsstörungen an der Grenzlinie und der Einschluss vorherrschender Devon- und Phyllitgerölle gerade im Basisconglomerate beobachtet . . . . . 161 [59]

Die Kornvergröberung nach oben entspricht analogen Erscheinungen anderer Culmgebiete; das gleiche Moment für die Erstreckung im Streichen aber hängt mit der südwestlich grösseren Küstennähe zusammen . . . . . 165 [63]

D. Die Erzführung des Culm . . . . . 166—178 [64—76]

Die unbekannt gewesene Erzführung bezieht sich auf silberhaltigen Bleiglanz. Ein Blick auf die Erzlagerstätten der mährisch-schlesischen Sudeten überhaupt . . . . . 166 [64]

Nachrichten über einstigen Blei-, resp. Silberbergbau im Kuhländchen, an der oberen Oder und unteren Feistritz; von hier und Goldseifen auch über Goldwascharbeit. Unbedeutende Reste des alten Bergbaues bei Pohorž, Gerlsdorf, Odrau, Bernhau, Liebenthal, Rudelzau, Marienthal u. a. O. Goldseifen am Steckenbach. Der Blei- und Silbergehalt. Die heutigen Bergbaue Altendorf und Bernhau . . . . . 168 [66]

Die Devonkalk- und Granitinseln von Krtschmann, Radwanitz und Sobischek . . . . . 178—194 [76—92]

v. Keck entdeckt in den Dreissiger-Jahren die meisten der, den Thalniederungen der March und Beczwa angehörigen alten Inseln, Glocker gibt die erste Mittheilung, der kurze Notizen von Murchison, Beyrich, Wolf u. A. folgten . 178 [76]

Durch den Nachweis von Quarziten im Liegenden des Kalkes von Krtschmann gleich jenen an der Basis der mitteldevonischen Kalke von Brünn und Rittberg ergibt sich die Gleichaltrigkeit der hier geschilderten Inselkalke. Graue, mürbe Schiefer liegen concordant über den Kalken . . . . 183 [81]

Petrographie des Inselgebietes von Krtschmann. Der Granit, resp. Pegmatit ist reich an Mikroklin, arm an Glimmer (Muskovit). Petrographie des Glimmerschiefers, der unterdevonischen Quarzite und grauen Schiefer. Der Glimmerschiefer ist wohl ein letzter Rest einer einstigen Granithülle. 185 [83]

Seite

Die Tektonik der Kalke und grauen Schiefer ist für alle Vorkommen die gleiche und selbstständig gegenüber der des geschlossenen sudetischen Grundgebirges, von dem jene auch petrographisch abweichen, der mittelmährischen Devonfacies sich nähernd. Hinweis auf die Devonkalkinseln Dębnik und Freiburg . . . . . 193 [91]

Das Miocän . . . . . 194—210 [92—108]

Das Miocän von Ostrau und Innermähren verband bisher nur ein von Wolf bei Weisskirchen aufgefundenes Vorkommen, dem jüngst Uhlig einige von Prerau anreihte. Die hier geschilderten Sande an der Beczwa und die vielen mitbesprochenen, bisher unbekannten Vorkommen an der Oder und der Ostflanke der europäischen Wasserscheide von Bölten füllen die Lücke weiter aus. Letztere (Tegel, Mergel, Sandstein) sind fossilführend. An der Beczwa (Neuhof und Radwanitz) finden sich fossilfreie Sande mit Sandsteinbänken; ebenso sind fossilfrei der Tegel von Majetein und die vielen Schotter im südwestlichen Hügellande. Indem in letzteren ein fremdartiger, sehr fester Quarzit sich findet, sind vielfache lose Blöcke desselben wohl Reste von Miocänlagern . 194 [92]

Die Höhenlage der verschiedenen Miocänsedimente ist abhängig von der petrographischen Natur; mithin die heutige Terrainconfiguration und Thalbildung jener zur Miocänzeit analog. 380 Meter als höchster Punkt des geschilderten Miocäns; darum war das südwestliche Hügelland überfluthet, die Tiefenlinie von Daskabat entspricht dem Uferrande. Für das Oder und Beczwa trennende Hügelland mag eine ältere, eine Culminsel den Untergrund bilden, den das Miocänmeer überwand 204 [102]

Höhenlage des Miocäns im übrigen Mähren; am analogsten jene im nordwestlichen (300—380 Meter). Penck's Karte des mitteleuropäischen Miocänmeeres . . . . . 208 [106]

Das Diluvium . . . . . 210—218 [108—116]

Typischer Löss an Gehängen im südwestlichen Hügellande; der zum Theil mit Schotter vermengte Lehm der Beczwa-, Oder- und Marchthalböden wird abgetrennt . . . . . 210 [108]

Das nordische Inlandeis hat sicher bis wenige Meter unter die europäische Wasserscheide, wahrscheinlich höher gereicht, aber vor derselben Halt gemacht. Einer der südlichsten Punkte des nordischen Diluvium in Europa . . . . . 212 [110]

Alluvium . . . . . 218 [116]

Mineralquellen . . . . . 218—221 [116—119]

Säuerlinge von Tscheschdorf und Domstadtl, Schwefelquelle von Předmost, die angebliche Schwefelquelle Sirkova studenka 218 [116]

Mineralien der südöstlichen Sudetenausläufer . . . . . 221—222 [119—120]
Quarz, Albit, Eisenglanz, Cerussit, Malachit, Sillimannit . . . 221 [119]

Specieller Theil. (Eine geologische Localschilderung der südöstlichen Sudetenausläufer) . . . . . 223—311 [121—209]

I. Die Plateaulandschaft von Domeschau und Giebau bis zum Feistritzthal . . . . . 224—240 [122—138]

Seite

Die Grauwacken um Tscheschdorf u. Domeschau, der Schieferzug bei den Säuerlingen und der Westabhang des Giebauer Plateaus werden als mit den devonischen Diabasen übereinstimmend, nicht flach Südost fallend, dem Devon zugerechnet. Alte Angaben über Diabase bei den Säuerlingen und Granit bei Domeschau. Mit der Umkehr der Fallrichtung und dem Auftreten von Lagerungsstörungen wie der Transversalschieferung wird der erste Culmsattel erreicht; der Schieferzug von Domstadtl scheint dessen Umwölbung mitzumachen und in der aufgebrochenen Sattellinie fliesst die Feistritz. Der Schieferzug bei den Bauden gehört nur dem Westflügel an. Bei der unteren Baude Miocänschotter. Der diluviale Marchlehm greift nur wenig auf die Gehänge des Heiligen Berges herüber. Im Goldgrundwald keine Goldseifen sichtbar. Störungen in dem Thale südöstlich von Giebau nach Grosswasser (nahe der Culmbasis) . . . . . 224 [122]

Der Weg an der Feistritz gibt Gelegenheit, die Basisconglomerate des Culm von Blatt Freudenthal über die Seibersdorfer Mühle zu verfolgen. Der bei dieser befindliche Schiefer (mit Stengelresten) gehört wohl ganz dem Ostschenkel des ersten Culmsattels an. Südlich folgt, durch Grauwacke getrennt, der Schiefer von Grosswasser — später über Liebau nordöstlich zu verfolgen —, der an der Feistritz zum Theil im Streichen aufgeschlossen, antiklinalen Bau zeigt. Die hier beginnende, sehr flache Lagerung hält flussabwärts in der Grauwacke an. Hier kleine Lösspartien. Die Schieferlinse von Hombock (Albit). Die unbedeutenden Bergbaureste an der unteren Feistritz . . . . . 234 [132]

II. Die Plateaulandschaft östlich der Feistritz mit dem Odergebirge und dem Steilabfalle zur Beczwa-Oderfurche . . . . . 241—271 (139—169]

Von den Feistritzschieferzügen lässt sich nur der von Grosswasser über den wasserscheidenden Plateaurücken nach Liebau (Orthocerasfund) verfolgen, wo aber kein antiklinaler Bau mehr sichtbar; sehr flache Lagerung bedingt eine starke Verbreiterung. Ueber Altwasser (Bergbauspuren?) hinaus scheint der Zug muldenförmig gelagert. Altwasser südöstlich, eine zum Theil anormal streichende Schieferpartie, zu dem Blattelschiefer von Altendorf gehörig. Hier, bei der Mühle, der Bleiglanzgang mit den eingeschlossenen Gneissgeröllen. Die schwarzen Schieferconglomerate vom Mühlbusch, von Gepperzau etc. Der Schiefer von da zieht südwestlich über Ohlstadtl (Archaeocalamitesfund) nach dem bekannten Waltersdorf. Hier entblösst die Oder an beiden Ufern oft entgegengesetztes Einfallen. Herrschend ist noch das flache Südostfallen. Schiefer vom Wachhübel und Nirklowitz (wohl Fortsetzung von Waltersdorf). Seifenhügel am Urlovbach? . . . . . 241 [139]

Das Odergebirge, als auffälligstes waldbedecktes Stück der Hauptwasserscheide, bietet, den schmalen Schieferzug von Dittersdorf ausgenommen, meist Grauwackenaufschlüsse. Es erhellt die Unabhängigkeit der Waldbedeckung, mithin der landschaftlichen Physiognomie vom Untergrunde . . . . . 250 [148]

Ausser dem Odergebirge zieht die Wasserscheide kaum kenntlich im Zickzack um Bodenstadt durch ein vorherrschendes Grauwackengebiet von Feldern und Wiesen; hier befindet sich der kleine Huthbergschieferzug und jener des Latscherbachs wie das Bleiglanzvorkommen vom Zienberg. Eine schwache

Seite

Südostneigung herrscht noch bis gegen den Mittelpunkt der Terrainmulde von Bodenstadt, wo dann südöstlich das randliche flache Nordwestfallen sich einstellt. Diluviale Lehme und Terrassenschotter an der Oder. Lose Gerölle (aus einem Culmconglomerat) bei Sponau. Schieferlinse von Ohrensdorf. Der weit, von Bartelsdorf über Schlok bis Gr.-Aujezd verfolgbare Schieferzug mit vielfachen Lagerungsstörungen. Die Conglomerate vom Milchhübel (Kersantit führend) und von Prusinowitz . . . . . 253 [151]

III. Das Hügelland zwischen Gr.-Aujezd, Trschitz und Kokor . . . . . 271—294 [169—192]

Längs der Tiefenlinie am Südabfall des Odergebirges (Skoky, Gr.-Aujezd, Daskabat) vielfache lose Blöcke eines ungemein festen Quarzits; nahe Daskabat aber liegen ebensolche in einem Sandlager, dem Miocänalter zugeschrieben wird gleich vielen anderen des Hügellandes . . . . . 271 [169]

Das Culmgrundgebirge, oft von Schollen eines typischen Löss bedeckt, zeigt vom Rande nordwestwärts bis Gr.-Lasnik das randliche Nordwestfallen, dann bis zur Feistritz Südostfallen, aber weit steiler als im nordöstlichen Verlaufe der gleichen Zone. Lagerungsstörungen auf dem Hradisko nahe der Granit-Devoninsel von Krtschmann und zwischen Kokor und Pentschitz (Schiefer) nahe der Devoninsel von Sobischek. Bei Neuhof miocäner Sand . . . . . 278 [176]

IV. Die Thalniederungen der March und der Beczwa . 294—311 [192—209]

Der diluviale Marchlehm, in dem bei Swiesedlitz Culm sichtbar wird, weicht ab vom Löss des Hügellandes. Diluvialer Marchschotter . . . . . 294 [192]

Das Inselgebiet von Krtschmann. Glimmerschiefer. Granit, unterdevonischer Quarzit, mitteldevonischer Kalk und mürber Schiefer; discordant angelagert das Culmgrundgebirge . . . 296 [194]

Im Inselgebiete an der Beczwa fehlen die unterdevonischen Quarzite, aber nicht die mürben Schiefer. Die Discordanz zum Culm nicht so scharf. Im Kalk von Radwanitz miocäner Sand . . . . . 305 [203]

Diluviale Schotter im Beczwalehm. Bei Heinzendorf sehr knapp unter der Wasserscheide der letzte sichere Rest des nordischen Diluvium . . . . . 309 [207]

Inhaltsangabe . . . . . 312—316 [210—214]

Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nord-Böhmen.

Von **Julius Morgan Clements**, B.-A.

Einleitung.

Das Duppauer (Duppau-Liesener) Basaltgebirge, so genannt von dem in seiner Mitte befindlichen Städtchen, liegt östlich von Karlsbad im nordwestlichen Theile Böhmens zwischen 30° 30′ — 31° östlicher Länge von Ferro und 50° 5′ — 50° 25′ nördlicher Breite.

Nach Norden zu breitet es sich bis zu dem Fuss des Erzgebirges aus, auf dem es aufliegt, nach Süd-Südwesten erstreckt es sich bis zum Karlsbader Gebirge, das Saazer und Elbogener Becken trennend, welche ostnordöstlich, respective westlich von ihm gelegen sind.

Orographisch ist das Duppauer Gebirge nicht sonderlich gut von den benachbarten Gebirgen gesondert. Nach Norden verschmilzt es innig mit dem Erzgebirge, wie z. B. bei Klösterle, Pürstein und Hauenstein. Wo sich das Gebirge an den Granit des Karlsbader Gebirges anlehnt, verfliessen die Contouren und Höhen mit einander. Gegen Osten und Südosten nach dem Saazer Becken hin fällt es ziemlich steil nach den Sedimenten der Ebene ab.

In seiner horizontalen Umgrenzung ist das Gebirge mehr oder weniger rundlich und von circa 25 Kilometer im Durchmesser, d. h. der Hauptgebirgsstock, dann einzelne Ausläufer, einige Kuppen, sind weithin bis nach Karlsbad, in's Karlsbader Gebirge, bis nach Elbogen und in's Erzgebirge [1]) versprengt.

Wenn wir uns dem Gebirge nähern, sehen wir zuerst verhältnissmässig niedrige, fast runde Kuppen oder ziemlich in die Länge gezogene Bergrücken, welche mit sanfter Böschung in die Thäler abfallen; dringen wir weiter in das Gebirge ein, so werden die Berge und Bergrücken — hier nicht etwa als in die Länge gezogene Basaltkuppen,

[1]) v. Hochstetter, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1856, VII, pag. 329. G. Laube, Geologie des böhmischen Erzgebirges. I, pag. 51.

sondern vielmehr als Ueberbleibsel der meistens durch Erosion schon weggeführten Decken und Ströme zu deuten — massiver, höher und rauher, hier und da begegnen wir hohen, steilen Felswänden, die aus dem Gebirge durch Erosion herausgeschnitten sind; am Fusse derselben liegen gewaltige Halden und auf den vor diesen ausgebreiteten Wiesen und Feldern grosse Basaltblöcke. Dann werden die Bergrücken länger und wellig; allmälig mit einander verschmelzend und nach einem gemeinsamen Centrum convergirend, bilden sie ein ziemlich gleichmässig hochwelliges Terrain.

Die höchsten Punkte in dem südlichen Theile, also südlich von Duppau gelegen, sind vor allen der Burgstadlberg mit seinen zwei Spitzen von 932 Meter und 926 Meter Höhe und der Oedschlossberg, 925 Meter; in dem nördlichen Theile sind die höchsten Punkte der Hengberg (Grasberg) 827 Meter, Liesenberg 806 Meter und der Legerberg 776 Meter.

Von der Literatur, welche das Gebiet des Duppauer Gebirges behandelt, sind besonders hervorzuheben: Ferdinand v. Hochstetter, Allgemeiner Bericht über die geologische Aufnahme der I. Section der k. k. Reichsanstalt in Böhmen im Sommer 1855, im Jahrbuch der k. k. Reichsanstalt, 1856, VII. Jahrg. Ebendaselbst. 1858, IX. Jahrg., Johann Jokély, Anhang zu „Das Leitmeritzer vulcanische Mittelgebirge in Böhmen". Die beste existirende geologische Karte ist diejenige der k. k. geol. Reichsanstalt im Maassstabe von 1 : 75.000, welche aus den Untersuchungen der oben genannten Herren hervorging. Ferner erwähnt Gustav Laube das Gebirge in seinen „Geologischen Excursionen im Thermalgebiet des nordwestlichen Böhmen", Leipzig 1884, Veit & Comp. Die wichtigsten petrographischen Untersuchungen sind die von Bořicky, niedergelegt in seinen „Petrographischen Studien an den Basaltgesteinen Böhmens", im Archiv der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen. Prag 1873, Bd. II.

Allgemeine geologische Verhältnisse.

Als Untergrund des Gebirges trifft man an den verschiedenen Stellen sehr verschiedenartige Gebilde.

Im Norden durch den tiefen Einschnitt des Egerflusses sehr schön entblösst, findet man z. B. bei Warta und Wotsch Granulite, hohe Wände bildend. Weiter nach Westen nehmen sie Glimmer auf und gehen in Glimmergranulite über, während die östliche Partie, die sich bis Kaaden erstreckt, sogar einen Granulitgneiss[1]), nach Sauer[2]) Egergneiss repräsentirt. Becker[3]) erwähnt das Vorkommen des Granulits auch im Innern des Gebirges bei Redenitz. Bei Atschau im Nordosten und bei Waltsch im Südosten trifft man Süsswasserkalke an,

[1]) Laube, Geologie des böhmischen Erzgebirges, pag. 38 und 93.

[2]) Sauer, Erläuterungen zur geologischen Karte von Sachsen, Section Kupferberg, pag. 18.

[3]) Tertiäre Ablagerungen in der Umgebung von Kaaden, Komotau und Saaz. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1882, XXXII, pag. 501.

zwischen diesen beiden Orten andere Gebilde der Braunkohlenformation. Im Westen bei Giesshübel-Puchstein und Engelhaus liegt das Gebirge auf Graniten auf, im Süden auf Amphibolschiefern und Gneissen; zwischen Buchau und Engelhaus sollen sich einzelne Berge über Braunkohlengebilden erheben; den letzteren sind ebenfalls die Basalte zwischen Schönau und Giesshübel aufgelagert. [1])

Im Gebirgsstocke selbst finden wir Schollen des älteren Gebirges eingeschlossen, z. B. eine Scholle eines Hornblendegesteines westlich oberhalb Duppau, und das Dorf Möritschau, südöstlich von Schlackenwerth liegt nach Laube auf einer Scholle eines schwarzen, auf den Schieferflächen etwas graphitischen Kieselschiefers, der ganz und gar dem Gesteine gleicht, welches im Cambrium der mittelböhmischen Silurmulde bei Prag in der Scharka und am Dablitzer Berg ansteht.[2])

Das Gebirge, das uns ein Beispiel erloschener vulcanischer Thätigkeit vor Augen führt, ist in der Tertiärzeit entstanden, gleichwie die übrigen vulcanischen Gebilde Mitteleuropas, welche, eine Zone bildend, sich von Centralfrankreich über die Eifel, Mitteldeutschland und Nordböhmen hinziehen, und ist gleichalterig mit dem benachbarten vulcanischen Leitmeritzer Mittelgebirge.

Die als Unterlage dienenden und im innigsten Zusammenhang mit den Tuffen — und dadurch mit den Basalten selbst — vorkommenden Tertiärschichten und die darin befindlichen organischen Reste geben uns einige Anhaltspunkte, das relative Alter des Gebirges zu beurtheilen.

Die Tuffe z. B. bei Waltsch führen [3]) *Asterophyllites charaeformis Göpp., Pinites oviformis Endl., Pinus ornata Brongn.* und *Steinhaueria oblonga Sternb.*; aus den in ihrer Entstehung ebenfalls in die Basaltperiode fallenden Kalkmergeln von Atschau und Männelsdorf sind bekannt *Carpinus grandis Ung.* und *Lastraea stiriaca Heer* nebst Süsswasserschnecken, Paludinen und Planorbis. Ein Kalkmergel, der südlich bei Rachel zu Tage tritt, bildet einzelne Schichten, die durch sandige oder mergelige Letten von einander getrennt sind und führt nach Jokély [4]) zahlreiche Helix- und Limnaeusarten, worunter die folgenden die häufigsten Vertreter sind: *Helix denudata Rss. (H. glabra Stud.)*, *Helix semiplana Rss.* und *Limnaeus medius Rss. (L. minor Thom.?)* nebst Cyprisschalen und nicht näher bestimmbaren Achatinen, wodurch er als gleichalterig an die Seite der Süsswasserkalke von Tuchorzitz, Lippen und Kollosoruk gestellt wird. [5])

Aus der Vergleichung dieser oben angeführten Formen und nach der innigen örtlichen Verknüpfung der basaltischen Tuffe und Conglomerate mit den beiden Gliedern, in welche die Schichten des Saazer Beckens zerfallen — ein unteres thonig-sandiges und ein oberes thoniges — sind wir genöthigt, anzunehmen, dass die Hauptepoche dieser Bildungen

---

[1]) G. Laube, Geologische Excursionen im Thermalgebiet des nordwestlichen Böhmen, pag. 72.

[2]) Ebendaselbst.

[3]) F. Unger, Genera et species Plantarum fossilium.

[4]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1858, IX, pag. 435.

[5]) A. E. Reuss, Die tertiären Süsswassergebilde des nördlichen Böhmen und ihre fossilen Thierreste. Palaeontographica. II.

in die Neogenperiode fällt; also fällt auch die Haupteruptionszeit des Duppauer Basaltes in's Neogen. [1])

Der Hauptdurchbruch hat zufolge v. Hochstetter unter Wasser stattgefunden [2]); als Beweismittel dafür führt er die ungeheuren Massen von zusammengeschwemmtem Schlamm, Schutt und basaltischen Trümmergesteinen an. „Mit einer Mächtigkeit von 600 Fuss an einzelnen Stellen umgeben sie in Form von groben, knollig angehäuften Basaltconglomeraten, die in eckigen und abgerundeten Bruchstücken hauptsächlich die Basaltmandelsteine in sich schliessen, mantelförmig das ganze Basaltgebirge in horizontaler Auflagerung auf Grundgebirge, Braunkohlenformation und Basalt bis zu 2100 Fuss Meereshöhe, selbst bis an die Centralmassen aufsteigend, hier oftmals auch mit jüngeren basaltischen Ergiessungen wechsellagernd; als fein abgeschlämmte Tuffe aber breiten sich basaltische Schlammmassen selbst bis auf weite Entfernung von den Centralmassen fast über das ganze Gebiet des Elbogener Braunkohlenbeckens aus."

Tektonik und Altersverhältnisse.

I. Basalte.

Abgesehen von den quartären Gebilden wird das Gebirge, vorläufig nur im Allgemeinen betrachtet, vorherrschend aus Basalten, ihren Conglomeraten und Tuffen, ferner aus Phonolithen und Andesiten zusammengesetzt.

Der Basalt mit seinen Conglomeraten und Tuffen besitzt bei weitem die grösste Ausdehnung; aus ihnen besteht fast das ganze Gebirge, während die Phonolithe und Andesite auf vereinzelte Punkte beschränkt sind und nur in verhältnissmässig kleinen Partien vorkommen.

Eine eingehende Beschreibung dieser Gebilde wird am Ende in dem speciellen petrographischen Theile geliefert.

Betreffs der Lagerungsformen der Glieder ist wenig zu erwähnen. Wir finden, dass wir es hier mit Decken oder Strömen, Gängen und Kuppen zu thun haben.

Die ursprünglichen Ablagerungsformen dieser Massen sind nicht so häufig, wie in vielen anderen Basaltgebirgen, durch Durchbrüche jüngerer Eruptivgesteine gestört und complicirt, und indem so alle Gebilde fast gleiches oder nur wenig verschiedenes Alter besitzen, werden die gegenseitigen Beziehungen in hohem Grade vereinfacht. Das spärliche Vorkommen von Phonolith und Andesit ist in dieser Beziehung ebenfalls sehr günstig.

Wenn man einen Blick auf die Karte wirft, könnte man sehr leicht zu der Vorstellung gelangen, dass das Gebirge das Product eines thätigen Vulcanes sei, der nach allen Seiten hin Ströme er-

---

[1]) J. Jokély, Die Tertiärablagerungen des Saazer Beckens und der Teplitzer Bücht. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1858, IX.

[2]) F. v. Hochstetter, ebenda. 1856, VII, pag. 331.

gossen hat. Diese Meinung lässt sich aber nicht leicht mit den Thatsachen in Einklang bringen, die ein näheres Studium des Gebirges erkennen lässt. Das Gebirge besteht vielmehr aus einem grossen System von breiten Basaltströmen und Decken, welche meistens durch Einschaltung von Basalttuffen und Basaltconglomeraten von einander getrennt sind. Diese ursprünglichen Decken haben durch die Erosionsthäler, die vom Centrum aus radiär nach allen Seiten hin verlaufen, manche Zerstörungen erlitten. Die Gehänge solcher Thäler bieten häufig sehr schöne Aufschlüsse über die Lagerungsverhältnisse dar.

Der berühmte Burberg, am rechten Egerufer gegenüber Kaaden gelegen, hat seit langer Zeit als classisches Beispiel der stromförmigen Ablagerung und der Wechsellagerung mit Tuffen gedient. Dieser Berg, der von der Hauptmasse des Gebirgsstockes durch die Erosionsthäler des Egerflusses, sowie des Dohnauer und Lohbaches abgetrennt ist, bietet dem Auge ein sehr auffallendes Bild dar. Ein Profil seines nördlichen Abhanges findet man im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1858, pag. 434 und aus diesem Werke entnommen in der „Geologie von Oesterreich-Ungarn" von Franz v. Hauer, 2. Auflage, pag. 686.

An allen Seiten ist der Burberg durch sehr steile Gehänge begrenzt, diese sind mehrere hundert Fuss hoch und werden aus mehreren übereinander gelagerten Terrassen aufgebaut, von denen eine oben einen steilen Absturz zeigt, welcher durch den Rand eines Basaltstromes gebildet wird, während die darunter liegende Terrassenpartie von viel sanfterer Böschung aus Basalttuffen besteht, welche sich auch sehr leicht von dem dunkleren, gewöhnlich in senkrechten Säulen abgesonderten Basalt unterscheiden lassen.

An der Nordseite des Burberges erblicken wir drei deutliche Ströme, jeder von circa fünf Meter Höhe, mehr oder weniger unregelmässig senkrecht abgesondert. Am Fuss dieser Ströme und über den dazwischen liegenden mit Gras dicht bewachsenen Tuffen liegen grosse Basaltblöcke zerstreut. Ein Stückchen von dem obersten Lager an der äussersten Nordspitze, hinter Sosau, mikroskopisch untersucht, ergab sich als ein sehr feinkörniger Plagioklasbasalt mit nur schwer nachweisbarem Olivingehalt. An diesem ist die plattenförmige Absonderung bedeutend besser als die säulenförmige zu erkennen. Eine Probe direct unterhalb dieser Stelle von der zweiten Terrasse erwies sich als ein echter Olivin führender Plagioklasbasalt von beträchtlich gröberem Korn als der vorige. Die dritte Terrasse besteht nach dem Ergebniss einer Untersuchung aus einem sehr olivinreichen, aber verhältnissmässig leucitarmen Leucitbasanit. Von diesen Punkten, vielleicht 150 Meter weiter nach Osten zu, habe ich von den drei Terrassen Proben entnommen, die sich als ganz ähnlich den eben erwähnten herausgestellt haben.

An der südöstlichsten Spitze des Burberges über dem Grünerdebergwerke bei Atschau sind fünf verschiedene Basaltlager zu unterscheiden. Wegen der ungenügenden Aufschlüsse sind sie nicht alle weit zu verfolgen und in Zusammenhang mit den übrigen Terrassen bildenden Strömen zu bringen. Die erste und höchste Terrasse bildet ein in dünnen Platten abgesondertes, mit unbewaffnetem Auge betrachtet, dem Phonolith sehr ähnliches Gestein, welches, wie das oberste Lager an der Nordspitze,

einen Plagioklasbasalt, der ausserordentlich wenig Olivin enthält, darstellt, von den anderen Lagern durch einen Tuff getrennt, dessen obere Schicht roth gebrannt zu sein scheint. Dieser Strom kann ziemlich weit verfolgt werden und zeigt in seiner ganzen Ausdehnung die erwähnte dünnplattige Absonderung in noch auffallenderer Weise als der ihm petrographisch sehr ähnliche Basalt von der höchsten Terrasse an der Nordspitze. Darunter folgen vier durch Tuffe getrennte Plagioklasbasaltlager.

An der südwestlichen Ecke des Burberges sehen wir vier grosse Terrassen: die erste, die höchste, besteht aus einem Lager von Plagioklasbasalt. Dasselbe ist circa 10 Meter hoch und in senkrechte, mehr oder weniger regelmässig polygonale Säulen von circa einem halben Meter Durchmesser abgesondert. Von der zweiten Terrasse sind leider meine Belegstücke abhanden gekommen. Die dritte Terrasse ist ein Leucittephrit. Das Lager ist seiner Situation nach identisch mit dem schon auf pag. 321 besprochenen Leucitbasanit und halte ich den ersteren nur für eine locale Modification des letzteren. Die vierte Terrasse wird von Nephelinbasalt gebildet, der durch seinen merkwürdigen Reichthum an grossen porphyrischen Olivin- und Augitkrystallen ausgezeichnet, sowie leicht von den übrigen am Burberge vorkommenden Basalten mit dem blossen Auge zu unterscheiden ist.

Eine Wand bei Wickwitz zeigt diese Wechselfolge von Basalten und Tuffen ebenfalls sehr deutlich. Rechts, beim Austritt aus dem Dorfe Wickwitz, auf der Strasse nach Jokes, erhebt sich eine hohe Wand, deren Fuss durch Halden bedeckt ist, welche durch die losgelösten und herabgefallenen Gesteinsmassen gebildet wurden. Zu unterst finden wir ein Lager von Plagioklasbasalt, in frischem Zustande grauschwarz. Darüber liegt Basaltconglomerat — wackenartig zersetzt — bedeckt von einem Leucitbasanit; dann kommt ein graulicher Tuff, in dem einige thonige Schichten eingelagert sind. In einer der untersten dieser Schichten habe ich einige Abdrücke von Farnblättern (Polypodites) und nicht näher bestimmbaren Wurzelfragmenten gefunden. Durch das oberste Niveau zieht sich eine dünne Schicht von ziegelrothem, eisenschüssigem Thon hindurch. Darüber steht ein Nephelinit an, weiter hinauf, jedoch nicht durch die steile Wand entblösst, folgt ein feines Conglomerat und zuletzt ein sehr olivinreicher Leucitbasalt.

Ein kleines Nebenthal des Aubaches an der Nordseite des Čebischberges bei Radigau bei Maschau, in der Nähe von Radonitz, bietet uns ebenfalls einen guten Aufschluss dar. Dort befindet sich eine aus prachtvollem Leucittephrit bestehende, ausgedehnte Basaltwand, wie gewöhnlich bei den Basalten in Säulen (jedoch nicht besonders scharfen) abgesondert, darüber folgen zwei Terrassen aus grobem Basaltconglomerat, oberhalb deren ein sehr schöner, in Platten abgesonderter Plagioklasbasalt ansteht, aber nur auf kurze Distanz. Der untere Theil dieses Basaltes ist sehr blasig und schlackig, die Hohlräume sind in die Länge gezogen, ein Beweis für die Bildung der Löcher vor der Erstarrung der Masse. Auf der Kuppe des flach gerundeten Berges steht derselbe Basalt an. Er befindet sich hier in einem höheren Niveau als der Aufschluss an dem Abhang. Meiner Meinung nach haben wir einen kleinen Strom vor uns, der, nach seiner allgemeinen Richtung zu

schliessen, ungefähr vom Gipfel des Berges her, und zwar über einen schwach ausgehöhlten Untergrund geflossen ist, denn die Platten, in welche, wie erwähnt, der betreffende Basalt abgesondert ist, sind schwach, und zwar mit der Convexseite nach unten zu gebogen. Nach dieser Ansicht würde der vorhin erwähnte, schlackige Basalt als die bei recenten Lavaströmen sogenannte Schlackengrundlage gedient haben.

Links am Wege von Merzdorf nach Tungau zu steht ein Leucitit an, der von Conglomerat bedeckt ist.

In dem Thal des Lomitzbaches kann man an mehreren Punkten mehr oder weniger ausgedehnte Ströme verfolgen: z. B. bei der Mühle bei Sachsengrün und rechts vom Wege zwischen Ober- und Unterlomitz.

Andere Belege für das stromförmige Auftreten und für die Wechsellagerung mit Tuffen bietet uns auch das Fleckbachthal, ein kleines Nebenthal des Lomitzbaches, das Spinnelsdorfer Bachthal zwischen Gross-Spinnelsdorf und Leskau, die nördlichste, 528 Meter hohe Spitze links über dem Schöbathal, wie überhaupt die tieferen Thaleinschnitte der Bäche und des Egerflusses am Nordrande des Gebirges. Am Südrand sind die Aufschlüsse im Allgemeinen nicht so deutlich. Bei Reschwitz, im Forellenbachthal nördlich vom Luk, bei Lochotin u. a. O. können diese Verhältnisse aber doch noch beobachtet werden.

Eine andere Art des Auftretens für die Basalte ist die gangförmige, welche aber aus leicht erklärlichen Gründen nur verhältnissmässig selten beobachten wird. Auf dem Oedschlossberg, am Wege von der Schäferei hinauf, überschreitet man mehrere schmale Gänge von demselben feinkörnigen Augitit in Basaltmandelstein. Auf dem Hutberg, vielleicht 100 Meter vom höchsten Punkt, an der Nordseite kommt auch ein Gang im Basaltmandelstein vor. Aus sehr dichtem Augitit bestehend und langsamer der Verwitterung anheimfallend, als der von ihm durchbrochene Basalt, ragt er wallartig auf kurze Distanz aus dem Untergrund empor.

Ein classisches Beispiel dieses Auftretens ist an der Strasse zwischen Damitz und Wotsch am linken Egerufer sehr schön zu beobachten, wo der Basalt durch den Granulit des Grundgebirges bricht. Dieses Vorkommen wurde schon von Jokély[1]) im Jahre 1858 beobachtet. Es ist unnöthig auf dasselbe einzugehen, da auch bereits Laube[2]) es in der Schilderung des böhmischen Erzgebirges, zu dem es orographisch gehört, trefflich beschrieben hat.

An der entgegengesetzten Seite der Eger, links vom Feldwege von Okenau, wenn man nach Herrgottstuhl hinauf geht, steht ein in sehr regelmässigen, kleinen nach der Seite gerichteten Säulen abgesonderter Basalt an. Es ist ein dichter Limburgit und wurde wahrscheinlich zu derselben Zeit gebildet, wie die Gänge zwischen Warta und Wotsch.

Entsprechend der überwiegenden Herrschaft, zu welcher hier die Deckenablagerung der Basalte gelangt ist, werden primäre Kuppen, wenigstens in den inneren Theilen des Gebirges, kaum mit Sicherheit

[1]) Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1858, IX, pag. 438.
[2]) Geologie des böhmischen Erzgebirges. II, pag. 102.

beobachtet, wodurch auch ein gewisser landschaftlicher Gegensatz zu dem benachbarten Leitmeritzer Gebirge bedingt wird.

An der Peripherie indessen ist diese Form des Auftretens nicht so selten. Die vereinzelt im erzgebirgischen Gebiet und bei Karlsbad auftauchenden Kuppen sollen auch durch Spaltensysteme mit demselben Eruptionsherd verbunden sein.[1]) Ein sehr schönes Vorkommniss dieser Art des Auftretens ist der von Laube erwähnte Grasberg bei Engelhaus. Er besteht aus einem dichten Leucitbasalt.

2. Tuffe und Conglomerate.

Wie schon aus der Beschreibung des Deckenbaues hervorgeht, treten die Basaltconglomerate und Tuffe überall zu Tage, wo tiefere Einschnitte vorhanden sind. Es bedarf also kaum einer weiteren Aufzählung der Aufschlüsse.

Die Zwerglöcherwand am Schwedelberg hinter Zwetbau bei Giesshübel-Puchstein, durch ihre von v. Hochstetter geschilderten eigenthümlichen Bildungen, die sogenannten Zwerglöcher, ausgezeichnet, verdient aber eine weitere Erwähnung. In dem oberen Theil der hohen Conglomeratwand findet man 20—30 röhrenförmige Löcher von wenigen Zoll bis fast einem Meter im Durchmesser und mehrere Meter lang. Nach v. Hochstetter[2]) sind diese, der Volkssage nach von Zwergen bewohnt gewesenen Löcher, so zu Stande gekommen, dass zur Zeit der Ablagerung dieses Conglomerates, welche unter Wasser stattfand, Baumstämme von grösseren oder geringeren Dimensionen angeschwemmt worden sind. Mit der Zeit sind diese ausgewittert, ohne andere Spuren von ihrer früheren Anwesenheit hinterlassen zu haben als diese Löcher. Sie werden möglicherweise bei der Verwitterung dieselben Stadien durchlaufen haben, welche Haidinger[3]) für die von ihm in dem Conglomerat desselben Gebirges bei Schlackenwerth beobachteten Baumstämme angibt. Nach ihm sollen sich zuerst Pseudomorphosen von Aragonit nach den Baumstämmen gebildet haben, die sich dann weiter in Kalkspath umwandelten, welcher später gänzlich verschwinden kann.

Die Conglomerate, im Allgemeinen von dunklerer Farbe, bestehen aus Stücken der verschiedensten Basaltvarietäten, alle der Zeolithisirung sehr anheimgefallen, durch ein wackenartiges, thoniges Cement verbunden.

Die Tuffe sind gewöhnlich grau bis bräunlich gefärbt und bestehen meistens aus zusammengekitteten kleinen Bruchstücken von Basalten, hier und da mit Mineralstückchen. Palagonitische Tuffe wurden nicht beobachtet. Als Kitt dient meistens $Ca\,C\,O_3$, entweder als Kalkspath oder als Aragonit. Die Tuffe sind überall von Aragonitadern durchzogen. An dem Radonitzer Klumberg bei dem Alberthof ist der

---

[1]) v. Hochstetter, Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1856, VII, pag. 329. — G. Laube, Geologie des böhmischen Erzgebirges.

[2]) Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1856, VII, pag. 331.

[3]) Verhandl. der Gesellschaft des vaterländischen Museums in Böhmen. Prag 1838. — Göppert, XIV. Bd. Ueber fossile Stämme im Basalttuff. Karsten's und v. Dechen's Archiv.

Tuff besonders gut durch Ausgrabungen aufgeschlossen. Hier ist er meistens von schmutzig-grauer Farbe, überall mit braunen Stellen gefleckt. Eine sehr deutliche Schichtung ist vorhanden, hervorgebracht durch Verschiedenheiten in Korngrösse und Farbe. Die Aragonitadern sind hier besonders häufig und von Papierdünne bis zu 3 Zoll Dicke, gewöhnlich weiss, aber auch bis in weingelbe und violettliche Töne übergehend. v. Hochstetter[1]) erwähnt Aragonitconcretionen bei Maschau, die mitunter 3 und sogar 4 Fuss Durchmesser erreichen. An der Spitze des Berges und überall, wo der Tuff stark verwittert ist, besitzt er gelbliche Farbe, durch Eisenverbindungen hervorgebracht.

Die Tuffe um Atschau bei Kaaden führen Einschlüsse von der seit langer Zeit bekannten Grünerde, welche auch jetzt noch gewonnen und zu praktischen Zwecken verwendet wird. Jokély[2]) beschreibt dieses Vorkommen, indem er sagt: „Die Grünerde kommt unter ganz eigenthümlichen Verhältnissen mit Süsswassermergel oder mergeligen Kalksteinen vor, welche wieder für sich mehrere, bis über zwei Fuss starke Lager in den Tuffen bilden, durch spätere Strömungen aber vielfach verworfen und in zahlreiche Trümmer zersprengt worden sind.“ Die Süsswasserkalke dieser Gegend und die darin vorkommenden organischen Reste sind schon bei einer früheren Gelegenheit — pag. 319 — besprochen worden.

3. Der Phonolith.

Der Phonolith spielt in diesem Gebirge eine nur sehr untergeordnete Rolle, nach dem Ergebnisse meiner Untersuchungen sogar eine noch geringere als bisher angenommen wurde. Auf der Karte steht an ungefähr 24 Punkten sein Vorkommen eingetragen; von diesen sind 9 aus dem Vorgebirge, von den übrigen im Gebirgsstock selbst habe ich 12 untersucht. Die meisten der letzteren erwiesen sich jedoch nicht als Phonolithe, sondern als Plagioklasgesteine — vergl. Specieller petrographischer Theil — die freilich makroskopisch den Phonolithen sehr ähnlich sind.

Der Phonolith vom Seeberg bei Kaaden, welchen ich in die Untersuchung mit hineinziehen will, tritt wohl auch gangförmig in Basalttuffen auf. Der, den Schömitzstein bei Giesshübel-Puchstein bildende Phonolith bricht durch die Grenze zwischen dem Granit und dem Basalt hindurch. Er bietet ein ausgezeichnetes Beispiel der bei den Phonolithen vorkommenden plattenförmigen Absonderung und ihrer fächerförmigen Stellung dar.

4. Andesite.

Der Andesit ist vertreten durch das Gestein vom Schöbaberg. Er kommt dort an der Nordspitze vor, die (nach der Karte, 528 Meter hoch) hinter Roschwitz liegt. Andere Vorkommnisse finden sich an dem

---

[1]) Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1856, VII, pag. 166.
[2]) Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1858, IX, pag. 435.

als Phonolith auf der Karte eingetragenen Berg bei der Kralenmühle bei Buchau, ferner am Sturhübel bei Unter-Wohlau und an einigen anderen Orten, die erst in der petrographischen Beschreibung angegeben werden sollen.

Wie schon erwähnt besteht das Gebirge fast lediglich aus Basalten, ihren Conglomeraten und Tuffen, zu denen sich einige wenige Phonolithe und Andesite gesellen. Die Basalte sind durch fast alle Varietäten vertreten, von den sehr dichten schwarzen bis zu den blasigen, durch Zersetzung röthlich gefärbten, helleren Basalten, andererseits von den saureren bis zu den basischeren Gliedern. Die Leucitbasalte mit dem dazu gehörigen Tephrit, Basanit etc. sind unzweifelhaft am häufigsten zugegen und setzen die Hauptmasse des Gebirges zusammen. Die Phonolithe und Andesite habe ich entweder nur frei auf dem anderen Gesteine aufliegend oder als Gänge beobachtet. Es ist mir nicht möglich gewesen, irgend ein Altersverhältniss zwischen den Phonolithen und Andesiten zu beobachten.

Wenn wir versuchen, uns einige Rechenschaft zu geben über das gegenseitige Altersverhältniss der vorwaltenden basaltischen Gesteine, so empfiehlt es sich, von einer weitgehenden Specialisirung einzelner Typen abzusehen und nur den Gegensatz von einerseits leucit- und nephelinreichen, andererseits plagioklasreichen Gesteinen zu beachten. Es stellt sich alsdann, soweit die Beobachtungen reichen, heraus, dass die gesammte Centralpartie des Gebirges lediglich aus Leucit- uud Nephelingesteinen zusammengesetzt wird, aus welcher hier alle untersuchten Berghöhen gebildet werden und auch die Gehänge stets zu bestehen scheinen. Nach dem Rande des Gebirges zu sind die grossen Ströme dieser Gesteine durch Erosion schon im hohen Grade zerstückelt oder der Hauptmasse nach weggeführt.

Die Plagioklasbasalte sind überhaupt auf die peripherischen Theile des Gebirges beschränkt, wo sie entweder deckenförmige Lager über Leucit- und Nephelinbasalten, oder auf diesen aufgesetzte Kuppen bilden. Orte, wo dieses Verhältniss am Gebirgsrande ersichtlich ist, sind z. B. der Burberg, dessen oben geschilderter Aufbau dieses Lagerungs- und Altersverhältniss widerspiegelt; ferner der Čebischberg bei Radigau bei Maschau. Bei Waltsch kann man ebenfalls wahrnehmen, dass die Plagioklasgesteine ein höheres Niveau besitzen als die hier stark Plagioklas führenden Leucitgesteine, wie dies an dem Filirschkamm und der Hoher Lauer zu beobachten ist. Hinter Männelsdorf (Berg bezeichnet 625 Meter) trifft man einen Plagioklasbasalt, darunter kommt Basalttuff und, ein Plateau unter dem letzteren bildend, ein Leucitbasanit vor.

Wenn demnach die Plagioklasbasalte eine jüngere Eruption darstellen, als die Leucit- und Nephelingesteine, aus welchen die ältere fundamentale Gebirgspartie sowohl im Centrum als an der Peripherie besteht, so habe ich nur an einem Orte unzweifelhaft eine ausnahmsweise umgekehrte Ueberlagerung des Plagioklasbasaltes durch leucit- und nephelinhaltige Basalte gefunden, nämlich bei Wickwitz. Am Steinberg bei Hermesdorf sind die Lagerungsverhältnisse nicht klar genug, um hier mit Sicherheit einen weiteren Ausnahmsfall von der obigen allgemeinen Regel anzunehmen.

Im Allgemeinen stimmen daher meine im Duppauer Gebirge gemachten Wahrnehmungen über die Altersfolge mit den Ansichten überein, welche Bořicky über die böhmischen Basaltgesteine überhaupt geäussert hat. Damit verknüpft dieser Forscher aber zugleich eine Anschauung über eine Regelmässigkeit in der Richtung, welche von den einzelnen Gesteinsarten festgehalten werden soll. Er schreibt[1]) nämlich: „Im Gebiete der böhmischen Basaltgesteine lassen sich im Allgemeinen drei Richtungen der Basaltzüge verfolgen: Südwest-Nordost, Südost-Nordwest und Nord-Süd und diesen entsprechen drei Altersperioden: Die 1. Periode umfasst die Leucit-, Nephelin- und Magmabasalte, die 2. Periode die Andesit- und Phonolithbasalte und die 3. die Trachyt- und Tachylytbasalte“ und dann ferner „An der Scheidegrenze der 1. und 2. Altersperiode stehen die gemeinen Feldspathbasalte. Ihre bisher bekannten Fundstätten sind vereinzelt und meist ziemlich weit von einander entfernt, so dass eine genaue Feststellung ihres Richtungsverlaufes bis jetzt nicht angegeben werden kann.“ Diesen Vorstellungen vermag ich mich für das Duppauer Gebirge nicht anzuschliessen. Ihnen steht schon die eine Thatsache entgegen, dass die Leucit- und Nephelingesteine um die ganze Peripherie des Gebirges herum vorkommen.

Die Thatsache, dass die Phonolithe und Andesite auf den Basalten auflagern, spricht für ihr jüngeres Alter. Ob indessen die Phonolithe älter oder jünger sind als die Andesite, lässt der Umstand, dass diese beiden Gesteine niemals in directem localen Verband auftreten, nicht entscheiden.

Specieller petrographischer Theil.

Leucitbasalte.

Die hierher gehörigen Gesteine lassen sich in Glas führende und glasfreie unterscheiden.

a) Glasführende Leucitbasalte.

Typisch repräsentirt ist diese Abtheilung durch das Gestein vom Flöbaberg bei Engelhaus am südwestlichen Rande des Gebirgsstockes. Im Handstück ist das Gestein schwarz und besitzt muscheligen Bruch. Makroskopisch ist es sehr dicht mit kleinporphyrischen Augiten und spärlichen Hornblenden, letztere zeigen schon unter der Lupe ganz deutlich ihre abgerundeten Contouren.

Unter dem Mikroskop lässt das Gestein ein feinkörniges Gemenge von Leucit, Augit und Magneteisenkörnern, dazwischen viel hellbraunes Glas, erkennen, welches Gemenge die Stelle einer Grundmasse vertritt und aus welchem Augite, Olivine, Magnetite und nur vereinzelte Horn-

[1]) E. Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltsteinen Böhmens, pag. 213—216.

blenden porphyrisch hervortreten. Der porphyrische Augit ist meistentheils krystallographisch scharf begrenzt und weist alle möglichen Schnittrichtungen auf, ohne dass eine derselben vorherrscht. Die Grundmasse-Augite sind der Hauptsache nach leistenförmig. Die Farbe des auffallend einschlussfreien Augites ist hellbräunlich gelb und im Einklang mit seiner hellen Farbe steht der Mangel an merklichem Pleochroismus. Zonarstructur ist nicht zu gewahren. Die gewöhnliche Art der Zwillingsbildung (nach $\infty P\infty$) ist ziemlich häufig, auch mehrfache Verzwillingung nicht selten zu beobachten. Der grösstentheils sehr frische Olivin bildet die bekannten abgerundeten Körner und sinkt nicht zu solch geringen Dimensionen herab, wie sie den Bestandtheilen der Grundmasse eigen sind.

Wie erwähnt, nimmt der Leucit Theil an dem Aufbau der Grundmasse und ist fast immer in leicht erkennbaren Schnitten zugegen. Besonders deutlich treten seine Contouren hervor, wenn, wie häufig der Fall, die Krystalle fast isolirt in dem braunen Glas liegen. Die sehr reichlichen fremden Einschlüsse, welche ihn stark verunreinigen, vorherrschend Augitsäulchen und Magneteisenkörnchen, auch kleine Glaskörner, liegen meistens dicht gehäuft, mitunter den ganzen Krystall ausfüllend. Kranzförmig angeordnete Einlagerungen kommen hier selten vor. Unter gekreuzten Nicols bleibt der Leucit vollständig dunkel, nur die eben besprochenen eingeschlossenen Augitchen leuchten hervor. Nephelin ist nur in spärlichen, sehr reinen, rechteckigen Schnitten zu erkennen; dann ebenfalls am deutlichsten, wenn er in den glasreicheren Stellen ausgeschieden vorkommt. Hexagonale Querschnitte wurden nicht beobachtet.

Die Hornblende tritt blos sehr vereinzelt auf und dann allemal in grossen porphyrischen Individuen mit abgerundeten, corrodirten Formen. Der Rand ist jetzt ein Haufwerk von sehr dunkelbraunen bis schwärzlichen länglichen Stäbchen und keulenförmigen Körpern (vermuthlich der Hornblende angehörig), sowie Opacitkörnern. Im Centrum des Schnittes liegt die noch frische Hornblende mit gelbbrauner Farbe, aber sehr schwachem Pleochroismus und darin ebenfalls Partien der dunklen Stäbchen und Körner. Diese Partien, welche manchmal ganz isolirt darin zu liegen scheinen, sind einfach so zu erklären, dass das Magma auf Spalten in den Krystall eingedrungen ist und hier seine corrodirende Wirkung ausgeübt hat. Die Neubildungen und die ganze Erscheinung überhaupt behandelt Hyland[1]) sehr genau mit ausführlicher Angabe der darüber existirenden Literatur.

Neben dem Magneteisen ist Titaneisen nicht zu beobachten.

Wie oben angeführt, nimmt ein hellbraunes Glas Theil an der Zusammensetzung der Grundmasse. Dieses ist in relativ grosser Menge vorhanden und bildet eine völlig isotrope Basis, worin die anderen Gemengtheile gewissermassen wie in einem Teig liegen. Dieses reichliche Auftreten eines ganz normalen Glases ist übrigens eine ziemlich seltene Erscheinung bei den Leucitbasalten. Um die im Glase ausgeschiedenen, kleinen, scharf ausgebildeten Augitkryställchen findet sich

[1]) J. S. Hyland, Ueber die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. Min. u. Petr. Mitth. X, 3. Heft, pag. 238—243.

ein strahliger Ansatz von dunklen, trichitartigen Gebilden, sowie von schwarzen, farnwedelähnlich gruppirten Körperchen, gleich denen aus Titaneisen, die Möhl zuerst aus dem Säsebuhl-Tachylyt beschreibt.[1]) Diese Ausscheidungen in dem Glas sind im Allgemeinen nicht sehr häufig zu beobachten. Anstatt gleichmässig in dem Präparat vertheilt zu sein, häuft sich das Glas stellenweise sehr reichlich an. Einzelne dieser Partien nehmen bei ganz schwacher Vergrösserung fast das ganze Gesichtsfeld ein.

Noch zu erwähnen sind farblose, rissige Sanidine von vollkommen corrodirter, abgerundeter Umgrenzung, welche wohl nur als fremde Einschlüsse gelten können; sie sind ganz ähnlich wie sonstwo die Quarzeinschlüsse durch einen Saum von Augitkryställchen umringt, die sich von denen, welche die Quarze zu umgeben pflegen, nur durch ihre viel hellere, nicht grasgrüne Farbe, sowie durch geringere Dimensionen unterscheiden.

Vom Grasberg bei Engelhaus. Dieses Gestein weicht sehr wenig von dem eben besprochenen ab, nur macht sich der Grössenunterschied zwischen den porphyrisch ausgeschiedenen Gemengtheilen und denjenigen der Grundmasse hier weniger geltend.

Die porphyrischen Augite zeigen vorwiegend längliche Durchschnitte. Nephelin ist nicht vorhanden, wenigstens nicht zu erkennen. Der durch Einschlüsse fast dunkle Leucit besitzt keine deutlichen Krystallformen, sondern ist nur in rundlichen Partien zugegen.

Unmittelbar um die Leucite ist das Glas wohl in Folge einer localen Anreicherung des Eisens von auffallend dunklerer Farbe. Die Leucite sind nicht regelmässig vertheilt; einige Stellen erweisen sich ganz frei davon, andere sehr reich daran. Um einen fremden, farblosen Einschluss zeigten sich die Leucite in bemerkenswerther Weise reichlich angehäuft, während etwas entfernt davon keine zu erkennen waren. Dieser Einschluss ist längs zweier Sprünge schon theils zersetzt und getrübt, sonst aber ganz frisch und wasserklar; er weist chromatische Polarisation in schwach bläulichen Tönen auf, dunkle Dampfporen ziehen durch seine Masse sowohl unregelmässig, als in mehreren parallelen Reihen, mit deren Verlauf die Auslöschungsrichtung zusammenfällt. Es ist nach dem allgemeinen Aussehen kaum zweifelhaft, dass hier ein Orthoklas vorliegt. Aller Wahrscheinlichkeit nach ist derselbe, wie auch seine abgerundete Gestalt andeutet, zum Theil durch das Gesteinsmagma aufgelöst worden und hat in Folge dessen sein Kalium an das letztere abgegeben; die reichliche locale Auskrystallisirung von Leucit in der peripherischen Contactzone würde damit in einem sehr befriedigenden Zusammenhang stehen. Unmittelbar um den Rand des Einschlusses verläuft ein grasgrüner Saum, welcher aber hier nicht aus Augiten besteht, sondern einer secundären Färbung auf nassem Wege sein Dasein verdankt. Wo der Olivin weit zersetzt ist, tritt Calcit als secundäres Mineral auf; letzterer bildet auch Hohlraumausfüllungen und Aederchen im Gestein.

Nordseite des Heiligen Berges bei Kaaden. Das Gestein ist recht gut in kleinen, polygonalen Säulchen abgesondert, makro-

[1]) H. Möhl, Die Gesteine der Sababurg in Hessen. Cassel 1871, pag. 28.

skopisch sehr dicht mit kleinen, porphyrischen Augiten und rundlichen, gelblich bis grünlichen Stellen, welche heftig mit HCl aufbrausen. Der Leucit ist sehr reichlich und in schönen, bis 0·15 Millimeter grossen Krystallen zugegen, welche im Centrum angehäufte Einschlüsse, sowie auch zu den Krystallcontouren parallel und in Zonen gelagerte Mikrolithen enthalten. Das Glas ist von dunklerer Farbe als in den bisher geschilderten Gesteinen und darin sind noch häufiger sehr zierliche Skelettbildungen zu gewahren. Der Olivin ist schon gänzlich in eine serpentinartige Substanz und Kalkspath zersetzt. Kalkspathmandeln in dem Gestein bestehen aus einer äusseren Schale von traubiger, hellbräunlich gefärbter und wohl beigemengter, $FeCO_3$ enthaltender und einer centralen Partie von farbloser Substanz. Ein elliptisches Haufwerk von kleinen, grünlichen Augitprismen lässt auf einen tangentialen Schnitt durch den Saum um einen Quarzeinschluss schliessen. Das ehemalige Vorhandensein von Hornblende deutet ein Haufwerk von opacitischen und dunkelbraun durchscheinenden Gebilden an. Vereinzelte Plagioklase sind in der Grundmasse zu gewahren, aber dadurch wird der Gesteinscharakter nicht geändert.

Hoherberg bei Pirk. Das Glas ist farblos und wird von ebenfalls farblosen oder äusserst hellgrünlichen, haar- und nadelförmigen Mikrolithen durchspickt. Es lässt sich nur an einzelnen, besonders günstigen Stellen erkennen und nimmt an dem Aufbau des Gesteins nur einen sehr geringen Antheil. Die Olivinkörner sind alle in Zersetzung begriffen und dabei orangeroth gefärbt. Spärliche, stark pleochroitische — hellgelblich bis dunkelkastanienbraun — Glimmerschüppchen liegen unregelmässig in dem Gewebe umher.

Feinkörniger, aber sonst ganz ähnlich ist der Basalt aus der Nähe des Aussichtsthurmes am Liesenberg.

b) Glasfreie Leucitbasalte.

Das Fehlen des erkennbaren Glases bedingt keine bemerkenswerthe Abweichung in den Structurverhältnissen, deshalb wird an dieser Stelle darauf nicht weiter eingegangen.

Burgstadler Höhe, 926 Meter Spitze. Die porphyrischen Augite sind vorherrschend bräunlich gelb, die dunkleren lassen einen deutlichen Pleochroismus in nelkenbraunen Tönen erkennen. Der Leucit entbehrt scharfer Begrenzung. Der nur auf einzelne Partien beschränkte Nephelin ist schon der Zersetzung anheimgefallen, wodurch er faserig wird; die Fasern verlaufen parallel zu den Prismenflächen.

Vom verlassenen Steinbruch in den sogenannten In den Leiten, Nordwest von Holeditz.

Köpphübel bei Waltsch. Hierin sind einige Krystalle von Augit und Olivin entzweigerissen worden und in diese so zu Stande gekommene Spalte ist Phillipsit als Ausfüllung eingedrungen. Die Bruchränder des einen Stückes stimmen genau mit denjenigen des gegenüberliegenden überein; sie sind scharf und in dem Augit ganz frisch. Diese Zerreissung muss also das Resultat einer Wirkung sein, nachdem das Magma jedenfalls schon sehr zähflüssig war; denn sonst wäre das

Magma dazwischen eingedrungen, eine bei eruptiven Gesteinen sonst häufige Erscheinung. Der Augit enthält kleine Olivinkörner.

Hutberg bei Turtsch, von der südöstlichen Seite circa 150 Meter vom höchsten Punkt. Der Phillipsit füllt einige Hohlräume aus, zwischen gekreuzten Nicols lassen sich die vielfachen Durchkreuzungszwillinge [1]) beobachten, welche eine so charakteristische Eigenthümlichkeit dieses Minerales bilden.

Schöbaberg. Von den hohen Wänden der 625 Meter hohen Spitze. Im Handstück ist er braunschwarz mit dichter Grundmasse, worin porphyrisch ausgeschiedene, an den Kanten dunkelgrüne Augite und durch Zersetzung röthlich gefärbte Olivine liegen. Der Olivin ist äusserst rein.

Höchstes Lager bei Wickwitz.

Leucitit.

Hutberg bei Pirk am Südrande des Gebirges. Das feinkörnige Gestein besteht vorwiegend aus kleinen, gleich grossen, grünlich gelben Augiten. Der Leucit ist nicht überall gleichmässig zur Ausbildung gekommen, sondern tritt in einzelnen Partien reichlicher hervor. Magneteisen ist nicht so massenhaft vorhanden, wie sonst. Spärlich erscheint Biotit, ziemlich reichlich secundärer Eisenspath.

Vom Foitzberg bei Reschwitz. Hierin sind die Leucite noch reichlich vorhanden und grösser, als in den besprochenen Vorkommnissen, wodurch dem Gestein ein helleres Aussehen verliehen wird. Sie sind ebenfalls durch ihre kranzförmig gelagerten Augite, Glas- und Magneteisenkörner-Einschlüsse ausgezeichnet. Durch mehrere concentrische Zonen werden die Contouren der Krystalle modellhaft und äusserst scharf wiedergespiegelt. Nephelin ist ziemlich reichlich vorhanden, aber selten in eigener Form, meist in Partien mit unregelmässigen Contouren und reichlich durchwachsen von Leucit, Augit und Magneteisen, welche die anderweitigen Gemengtheile der Grundmasse ausmachen.

Gemeinde Holz bei Reschwitz. Ausgezeichnet plattenförmig abgesondert.

Bergkamm direct West oberhalb Holeditz. Der Nephelin ist faserig zersetzt, aber sehr deutlich zu erkennen. Der Augit bot hier die eigenthümliche Erscheinung einer continuirlich fortschreitenden Auslöschung dar. Dass bei einer Zonarstructur der Augite die verschiedenen deutlich von einander unterscheidbaren Zonen auch Abweichungen in der Richtung der Auslöschung zeigen, ist längst bekannt. Das hier wahrzunehmende Phänomen ist aber ein anderes. Stellt man das Centrum des überhaupt einer ersichtlichen Zonarstructur entbehrenden Krystalls auf Dunkelheit ein und dreht nun den Objecttisch mit dem Präparat, so schreitet die Dunkelheit ganz allmälig und gleichmässig nach den Rändern zu fort, während das Centrum wieder hell wird; bei fort-

[1]) Carl Stadtländer, Beiträge zur Kenntniss der am Stempel bei Marburg vorkommenden Mineralien: Analcim, Natrolith und Phillipsit. N. Jahrb. f. Min. 1885, II, pag. 124.

gesetzter Drehung findet alsdann das Umgekehrte statt. Die Verschiedenheit in der Auslöschung zwischen Rand und Centrum betrug 12°, so genau gemessen, wie es unter den Umständen möglich war. Es liegt also hier ein bei dem Augit noch nicht bekanntes Verhalten vor, welches eine völlige Analogie bei den Plagioklasen findet, wo Höpfner[1]) dasselbe zuerst an den grossen Feldspatheinsprenglingen des Quarzaugitandesits von Monte Tajumbina beobachtete.

Er sagte darüber: „Es ist also eigentlich eine zonare Structur vorhanden, bei der die einzelnen zahlreichen Zonen von unendlich geringer Breite sind. Die zwischen gekreuzten Nicols sichtbaren Zonen sind aber keine fixen, sondern fortschreitende. Dadurch, dass das Dunkelwerden vom Centrum nach dem Rande zu gleichmässig vor sich geht, wird man gezwungen, anzunehmen, dass die Substanzänderung ebenso gleichmässig vom Centrum zum Rande fortschreitet."

Dieses wird auch hier anzunehmen sein. Die Erklärung der Erscheinung sieht Höpfner in einer Mischung von Albit- und Anorthitsubstanz nach continuirlich wechselnden Proportionen. In diesem Falle bemerkt man bei der Beobachtung im gewöhnlichen Lichte, dass der Rand deutlich, wenn doch nicht stark, dunkler gefärbt ist, als das Centrum; da nun wahrscheinlich die dunklere Färbung der peripherischen Theile einem grösseren Gehalt an Eisen entspricht und die Auslöschung in derselben Weise nach der Peripherie hin wandert, wie die Färbung nach dieser hin zunimmt, so glaube ich in dem verschiedenen Eisengehalt, also ebenfalls einer verschiedenen chemischen Constitution, die Ursache der Wanderung der Auslöschung finden zu können.

Dürmaulerberg bei Duppau. In diesem, dem vorigen sehr ähnlichen Gestein sind die Leucite nur nicht so leicht zu erkennen und ist der Gehalt an Nephelin etwas grösser. Die kaustische Umwandlung des Glimmers, ganz der Hornblende analog, ist hier zunächst recht deutlich zu verfolgen. Das Magma hat natürlicher Weise zuerst auf den äusseren Rand eingewirkt, wodurch dieser in ein Haufwerk von impelluciden Körnern verändert wurde. In einem weiteren Stadium macht sich dieselbe Erscheinung geltend, entlang den Glimmerlamellen und zuletzt sehen wir von dem ursprünglichen, stark pleochroitischen Glimmer überhaupt nichts mehr, sondern an seiner Stelle blos noch ganz schwarze, impellucide Leisten oder rundliche Partien, je nachdem der Schnitt parallel oder senkrecht zu c war. Genau dieselbe Erscheinung ist auch so deutlich in der Lava von Niedermendig zu beobachten. Der meistens als kleine unregelmässige Blättchen erscheinende Glimmer, welcher an der Grundmasse Theil nimmt, ist gar nicht umgewandelt oder sonst ersichtlich durch das Magma beeinflusst worden, muss also als eine spätere Bildung gelten, während die umgewandelten Krystalle als eine der ersten krystallinischen Ausscheidungen zu betrachten sind. Einige Augite sind recht hübsch parallel $\infty P\infty$ polysynthetisch verzwillingt.

In dem Gestein vom Wobernberg bei Turtsch ist der Nephelin recht deutlich in Längsschnitten zu erkennen. Phillipsit ist als secun-

[1]) Carl Höpfner, Ueber das Gestein des Monte Tajumbina. N. Jahrb. f. Min. 1881, II, pag. 24.

däres Product vorhanden. Der Erwähnung werth ist eine Ausfüllungs-Pseudomorphose des letzteren nach Olivin. In dem Gestein ist zwar sonst keine Spur von frischem Olivin mehr zu finden, doch wird durch die Form und das übrig gebliebene Zersetzungsproduct sein früheres Vorhandensein bewiesen. Die Olivinsubstanz selbst ist gänzlich verschwunden; die charakteristischen Serpentinschnüre bilden gewissermassen ein Gerüst, dessen Lücken mit Phillipsit ausgefüllt sind. Gegen den Phillipsit sind die Schnüre ganz scharf abgeschnitten. Vergl. Fig. 1. Das Magneteisen kommt in dem Gestein häufig in Form von Skeletten von Dreiecken vor.

Fig. 1.

Von den Felsen rechts vom Wege zwischen Plattenhof und Saar. Das dicht aussehende Gestein erweist sich unter dem Mikroskop als kleinkörnig-krystallinisch mit porphyrischem Augit. Der den Augiten als Grundmasse dienende Theil besteht vorwiegend aus Leucit, Augit und Magneteisen, worin die Leucite meistens nur als weisse Ringe zu erkennen sind; denn das Centrum ist fast ganz von den für sie gewöhnlichen Einschlüssen eingenommen. Als Begleiter des Leucits findet sich in der Grundmasse Nephelin, welcher nicht in Krystallform, sondern als einzelne, schwach bläuliche, polarisirende Partien auftritt.

Die kleinen (Grundmasse-) Augite sind hell grünlich, die mikroporphyrischen hell bräunlichgelb, ohne Pleochroismus aufzuweisen. Sie sind sehr rein, selten sieht man Einschlüsse von Magneteisen, gelblichem Glas und Gasporen. In einigen sind farblose Nadeln in bekannter Weise parallel zu den Krystallflächen angeordnet. Magneteisen ist in solcher Menge vorhanden, dass der Schliff schwer durchsichtig wird. Einzelne grössere porphyrische Partien könnten auf den ersten Blick für Titaneisen gehalten werden, gegen welche Annahme aber die rechtwinkeligen Umrisse sprechen. Sehr pleochroitischer Magnesiaglimmer betheiligt sich in ziemlicher Menge an der Grundmasse. Olivin fehlt gänzlich. Im Ganzen ist das Gestein recht frisch, wo aber Zersetzung eingetreten ist, erscheint der Phillipsit als secundäres Product die Mandeln ausfüllend.

Redenitz. Bemerkenswerth durch häufige, grosse, nach $0P$ quergegliederte, fast schwarze Apatite. Die Gasporen, wodurch die dunkle Farbe bedingt wird, ziehen parallel zu der Hauptaxe. Fällt das Licht schief auf einen Verticalschnitt, so wird derselbe viel heller und erscheint durch den Reflex an den Porenwänden wie von zahllosen Metallflitterchen erfüllt.

Merzdorferberg, links vom Wege zwischen Merzdorf und Tungau.

Oberhalb Tungau.

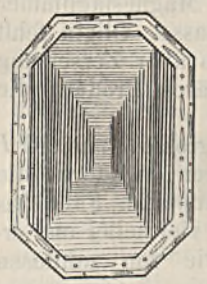
Leucittephrit.

Čebrischberg bei Radigau bei Maschau. Vom Thaleinschnitte an der Nordseite. In dem graulich schwarzen Gesteine sieht man makroskopisch porphyrische Augite und kleine, stark glänzende

Leisten. Die dichte Grundmasse löst sich erst bei stärkerer Vergrösserung unter dem Mikroskope auf in ein Gemenge von kleinen Leuciten, Augiten, Plagioklasleisten und Magneteisenkörner. Aus dieser Grundmasse treten grössere Augite, Leucite und Plagioklase hervor. Die Leucite sind weder so gross, noch so gut ausgebildet, wie sie sich gewöhnlich in den Tephriten finden, überdies sind ihre mittleren Theile mit den gewöhnlichen Einschlüssen fast vollständig erfüllt, so dass man sie erst an der farblosen und einschlussfreien, rundlich begrenzten Randzone, welche meist von sehr geringer Breite ist, erkennen kann. Die makroskopisch erkennbaren Leisten erweisen sich als Plagioklase, von denen einige Durchschnitte schon im gewöhnlichen Lichte deutlich die Streifung erkennen lassen; die Feldspathe erreichen eine Länge von 1·62 Millimeter und Breite von 0·35 Millimeter und sinken bis zu den kleinsten Leistchen in der Grundmasse herab. Sie sind im Allgemeinen sehr rein; vereinzelt führen sie als Einschlüsse hellgrünliche Mikrolithen, dunkle Glas- und Magneteisenkörner. Auch unzweifelhafter Apatit kommt hier oder dort darin vor. Nur sehr wenige Schnitte sind zur Bestimmung der Auslöschungsschiefe geeignet. Einige auf der Basis gegen die Kante P/M vorgenommene Messungen ergaben im Mittel etwa — 20°. Hiernach nähert sich der Feldspath dem Labradorit.

Die porphyrischen Augite sind bräunlichgelb, von geringem Pleochroismus, mit vorherrschenden Flächen $0P$ (001) $\infty P\infty$ (100), $\infty\breve{P}\infty$ (010) und ∞P (110). Die fast allgemein vorhandene Zonarstructur verräth sich häufig schon durch die den Contouren parallele Anordnung von farblosen Mikrolithen besonders deutlich, jedoch zwischen mehr oder weniger vollständig gekreuzten Nicols durch dann verschiedenfarbige Anwachsstreifen. Eine sehr häufige Erscheinung, besonders in Schnitten nach $\infty\breve{P}\infty$, ist die des sanduhrförmigen Baues, genau wie sie zuerst durch van Werveke[1]) beschrieben worden ist.

Fig. 2.



Dieser wird im Allgemeinen durch die Anwachsstreifen ausgeprägt und ist am besten in polarisirtem Lichte zu gewahren. In einigen Fällen zeigen aber die Krystalle neben diesen Streifen noch Verschiedenheit in der Farbe der Segmente, wobei die gegenüberliegenden im gewöhnlichen Lichte gleich gefärbt sind. Ein erwähnenswerthes Vorkommniss ist das eines basischen Schnittes, worin der Kern diesen Sanduhraufbau besitzt, rund um diesen herum sich später eine Hülle mit deutlichen Anwachsstreifen und zonar gelagerten Mikrolithen angesetzt hat, welche alle dem äusseren achteckigen Umrisse parallel gehen. Vergl. Fig. 2. Apatit kommt in einzelnen ganz reinen Säulen in dem Gesteine vor.

Von der dritten Terrasse an der Südwestseite des Burberges. Das sehr dichte Gestein besitzt durchaus nicht die gewöhnliche tephritische Structur. Die Art und Weise des Auftretens und der Vertheilung der grösseren mikroskopischen Plagioklase und Leucite kann man nicht

[1]) S. van Werveke, Beitrag zur Kenntniss der Gesteine der Insel Palma. Neues Jahrb. f. Min. 1879, pag. 823.

besser ausdrücken, als indem man sie mit farblosen Ausfüllungen von Blasenräumen vergleicht. Ein gelbliches, faseriges Mineral kommt als secundäres Product in radialstrahligen Kügelchen vor, welche das für solche Gebilde charakteristische schwarze Interferenzkreuz zeigen.

Von den grossen Felspartien, die rechts und links vom Wege zwischen Melk und Merzdorf liegen. Makroskopisch ist das Gestein sehr phonolithähnlich; die Plagioklase walten vor, während der Leucit sehr zurücktritt. Es führt in reichlicher Menge Apatit, welcher durch die staubähnliche Interpositionen verunreinigt, eine Art bläulicher Farbe aufweist und auf den ersten Blick mit Haüyn zu verwechseln wäre.

Leucitbasanite.

Vom Fusse des Galgenberges nordöstlich von Waltsch. Die Grundmasse des dichten Gesteines, worin klein porphyrische Augite ausgeschieden liegen, besteht vorherrschend aus den farblosen Silicaten. Plagioklas ist in leptomorphen Krystallen vorhanden.

Bei Dobrentz. Einzelne porphyrische Augite liegen in dem sonst sehr gleichmässig feinkörnigen Gesteine. Die Grundmasse ist von Augit, Leucit, Plagioklas, Olivin, Magnetit und untergeordnetem Glas gebildet. Die bräunlichen Augite walten vor, sie sind meist säulenförmig und häufig in sogenannten Augitaugen angehäuft. Bei den polysynthetischen Feldspathleisten ermöglicht ihre Winzigkeit keine nähere Bestimmung. Mit den Augiten bringen sie trotz dem vorhandenen Leucit stellenweise fluidale Structur hervor. Die mehr oder weniger rundlichen Leucite werden durch ihr Verhalten im polarisirten Lichte und ihre charakteristischen Einschlüsse erkannt. Olivin bildet Körner, die in eine gelbe, faserige Substanz umgewandelt sind und dadurch sehr deutlich aus der Grundmasse hervortreten. Diese Substanz ist stark dichroitisch, hellcanariengelb, wenn die Faserrichtung parallel mit dem Nicolhauptschnitt verläuft, gelbbraun, wenn beide senkrecht stehen. Olivin erscheint auch als Einschluss im Augit. Magnetit in Körnern ist recht regelmässig durch die Gesteinsmasse hindurch zerstreut.

Nordseite des Spitzberges bei Radonitz. Plagioklas ist recht reichlich vorhanden, aber bedingt keine fluidale Structur; Leucit tritt sehr zurück. Sehr häufig erscheinen in der Grundmasse orangeroth durchscheinende Eisenglanzblättchen.

Vom Plateau südwestlich vom Berg (bezeichnet 625 Meter) hinter Männelsdorf.

Höllenberg, bei Mühle vor Brodles, von der Nordwestseite. Der Feldspath bietet hier eine auffallende und sonst nicht gewöhnliche Ausbildung dar, indem er nämlich, völlig zu vergleichen mit der bekannten Erscheinungsweise des Nephelins und Leucits, als eine durchaus der selbstständigen krystallographischen Umrandung entbehrende Füllmasse erscheint; die leptomorphen Partien sind wegen ihrer Polarisationsfarbe und Verzwillingung nicht mit Nephelin zu verwechseln. Biotit erscheint in Läppchen in der Grundmasse gewöhnlich um Magnet-

eisenkörner versammelt. Die vorhandene mikrolithenreiche Glasbasis wird bei der Zersetzung gelb und geht in ein polarisirendes Aggregat über.

Dritte Terrasse von der Nordseite des Burberges. Die ziemlich scharf begrenzten Plagioklasleistchen bilden stellenweise fast ganz reine Aggregate, an denen schon im gewöhnlichen Lichte die Streifung hervortritt. Leucit ist verhältnissmässig spärlich zugegen und nicht leicht aufzufinden. Die Olivine sind gänzlich zersetzt, die kleinen Körnchen orangeroth, die grösseren dagegen nur roth am Rande, während sie im Centrum noch lichtgrün erscheinen. Bisweilen, wie z. B. wo der Olivin in kleinen Körnchen in Augitaugen steckt, kann man sein Dasein nur an dem grell hervorleuchtenden Roth erkennen.

Von der zweiten Lage an der Wand bei Wickwitz. Die Poren des feinkörnigen Basanits sind grösstentheils amygdaloidisch durch Calcit und eine delessitartige Substanz ausgefüllt: einzelne traubige Schalen bestehen aus Eisenspath und darauf sitzt anscheinend Aragonit in langen Nadelaggregaten.

Nephelinbasalt.

Der Pfaffenberg bei Bergles wird von einem recht grobkörnigen Nephelinbasalt gebildet; porphyrische Augite und Olivine liegen in der gleichmässig körnigen Grundmasse. Der Nephelin scheint sich gerne an einzelnen Stellen concentrirt zu haben, wo er besonders sehr scharfe, kurzsäulenförmige Individuen bildet. Auch ein wasserklares, trichitisches Glas ist zu gewahren. Sehr vereinzelt zeigen sich Plagioklaspartien. Olivin ist sehr rein und frisch, nur von einzelnen Serpentinschnüren durchzogen.

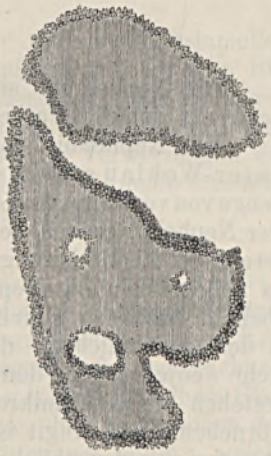
Vom Hutberg bei Turtsch. Das dicht und ganz homogen aussehende Gestein ist in grösseren oder kleineren Blöcken über dem östlichen Abhang des Berges sehr verbreitet. Auf mikroskopischem Wege allein ist Nephelin mit Sicherheit nicht nachweisbar, indem er mehr in jener Ausbildung vorliegt, welche Bořicky[1]) als charakteristisch für die von ihm Nephelinitoidbasalte genannten Varietäten beschreibt. Uebrigens möchte ich hier bemerken, dass dies in den von mir untersuchten Nephelinbasalten als die häufigste Ausbildung gelten muss. Bei der Behandlung des feinen Pulvers mit *HCl* jedoch erfolgt so ausgesprochene Gelatinebildung, dass die Anwesenheit von Nephelin nicht zu bezweifeln ist. Olivin ist nur recht spärlich vorhanden.

Vom Langenauerberg. In diesem Basalt sind, im Gegensatz zu dem sonst üblichen Verhalten, die kleinen, sich an der Grundmasse betheiligenden Olivinkörnchen noch frisch, während die mikroporphyrisch ausgeschiedenen ganz umgewandelt vorliegen. Spärlicher Feldspath und Glas erscheint auch in der Grundmasse. Bemerkenswerth ist das äusserst reichliche makroskopische Auftreten eines braunen Glimmers, der im Handstück auf den ersten Blick in ziemlich grossen, mehr oder weniger sechsseitigen Säulen auffällt, welche sich leicht herauslösen lassen. Die hexagonalen Contouren sind manchmal ausgezeichnet gut erhalten, öfters

[1]) Petrogr. Studien an den Basaltgest. Böhmens, pag. 62.

aber abgerundet und unter dem Mikroskope zeigt sich an dem Rande, an Einbuchtungen u. s. w. ein Saum von neugebildetem dunklerem Glimmer, wohl aus der Umschmelzung des ursprünglichen Glimmers durch das Magma hervorgegangen. Es ist ein Aggregat von sehr kleinen Blättchen, welche sich, wie es scheint, in einer mit dem ursprünglichen Glimmer parallelen Stellung befinden. Oft hat das Magma auch eine Auseinanderreissung der Krystalle bewirkt. Fig. 3 soll einen basischen Schnitt eines auseinandergerissenen Glimmerblattes, zugleich mit neugebildetem Glimmerrand, darstellen.

Fig. 3.



Rechts vom Wege zwischen Harkau und Redenitz. Porphyrisch treten Augite hervor im Dünnschliffe von grünlichgelber Farbe. Nephelin ist in gut begrenzten Rechtecken vorhanden, welche meistens schon der Zersetzung in parallel der Axe *c* verlaufende Fasern anheimgefallen sind. Der Apatit ist ganz frei von Einschlüssen und besonders wegen seiner stärkeren Lichtbrechung leicht von Nephelin zu unterscheiden. Olivin erscheint in eine grünliche, nicht pleochroitische Substanz umgewandelt. Biotit bildet zahlreiche nicht automorphe Individuen, neben den Körnchen des Magnetits kommen auch hübsche Aggregate vor.

Bei der Mühle vor Brodles bei dem Burberg bei Kaaden. Das eben Gesagte gilt auch für dieses Gestein, nur dass es noch mehr gleichmässig feinkörnig ist.

Von der vierten Terrasse an der Südwestseite des Burberges. Das Gestein besitzt ein sehr grobkörniges Aussehen, welches durch die zahlreichen grossen porphyrischen Augite und Olivine bedingt wird. Nephelin bildet die unter dem Mikroskop schwach bläulich polarisirende farblose Substanz, worin die kleineren Augite und Magnetite mit ziemlich viel Biotit liegen; dieses Aggregat stellt die Grundmasse für die gelben Augite und die farblosen oder durch Zersetzung grünlich gelb gefärbten Olivine dar. Gut begrenzte oder ganz frische Nephelinindividuen treten selten hervor. Der Olivin ist jedenfalls von älterer Entstehung als der Augit, denn er kommt in Einschlüssen in demselben vor, während das Umgekehrte nicht stattfindet. Eine farblose isotrope Glasbasis, helle Nädelchen enthaltend, nimmt örtlich genau die Stellung ein, wo sonst der Nephelin erscheint. Eine gelbliche, aggregatpolarisirende secundäre Substanz ist an einigen Stellen entstanden.

Vom Pragerhausberg am Feldwege nach Melk von Kettwa. Der Nephelin ist recht frisch, aber wie gewöhnlich in nicht gut umgrenzten Krystallen vorhanden. Leucit tritt in solcher Menge auf, dass er fast als wesentlicher Gemengtheil betrachtet werden kann. Das Gestein wäre demnach mehr ein Leucit-Nephelinbasalt. Olivin ist ganz zersetzt und solche Stellen brausen mit *HCl* auf. Apatit ist in langen farblosen Nadeln vorhanden, ein wasserhelles Glas begleitet in geringer Menge auch hier wieder den Nephelin.

Ein Handstück aus ungefähr demselben Niveau, aber mehrere hundert Meter näher an Melk scheint von demselben Strom zu stammen. Es stimmt fast ganz mit dem vorigen in Structur und Gemengtheilen überein. Der Leucit ist vielleicht etwas reichlicher vorhanden und eine Glasbasis scheint hier nicht vorzukommen.

Nephelinit.

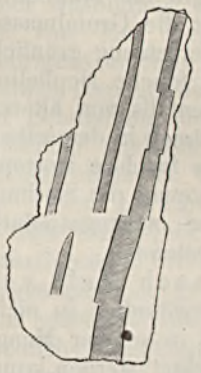
Die Nephelinite sind fast ohne Ausnahme sehr dichte Gesteine von recht dunkler Farbe.

Der Nephelinit vom sogenannten Sturhübel (Steinhübel) bei Unter-Wohlau erweist sich unter dem Mikroskop als ein feinkörniges Gemenge von vorwaltendem Augit, sodann insbesondere Nephelin und Magnetit. Der Nephelin, in den bekannten Formen vorhanden, ist fast durchwegs bereits der Zeolithisirung anheimgefallen und faserig geworden. Obwohl im Allgemeinen die Nepheline frei von Einschlüssen sind, lassen sich doch in einzelnen Durchschnitten solche beobachten, allerdings nicht in der gewöhnlichen, den Contouren parallelen Orientirung, sondern, mehr denjenigen in den Leuciten ähnlich, im Centrum angehäuft; sie bestehen aus Augitmikrolithen und dunklen, nicht näher definirbaren Körnchen. Der Augit ist sehr hellbräunlich durchscheinend und fast ganz frei von den üblichen Einschlüssen. Vorherrschend ist er in Körnern und Leisten mit abgerundeten Enden vorhanden; Biotit fehlt auch nicht. Perowskit, ein in den Nephelin führenden Gesteinen häufig auftretendes accessorisches Mineral, begleitet auch hier den Nephelin in kleinen rothbraunen Körnern oder Körneraggregaten.

In dem kleinen Steinbruch bei Jurau kommt ein Nephelinit vor, welcher eine recht grosse Menge einer hellen Glasbasis enthält.

Dürmauler Berg. Bemerkenswerth ist in einem Präparat dieses Vorkommnisses eine durch Druck in einem Augit erzeugte Zwillingsbildung. Die Möglichkeit der Verzwillingung durch Druck ist bei dem Calcit eine längst bekannte Thatsache; nach Mügge[1]) scheint dieses auch für die polysynthetische Verzwillingung des Malakoliths und Diallags zuzutreffen: van Werveke[2]) reiht seinen Untersuchungen noch den Feldspath an; Stecher[3]) erblickt in der Zwillingsbildung bei Augiten in den Contactpartien schottischer Olivindiabase eine Wirkung der Zugkraft. Im vorliegenden Falle sieht man im gewöhnlichen Lichte keine Erscheinung, woraus geschlossen werden könnte, dass der unregelmässig begrenzte Krystall durch mechanische Wirkung beeinflusst worden sei. Zwischen gekreuzten Nicols aber treten solche sehr deutlich hervor, wie ein Blick auf den in Fig. 4 dargestellten Krystall zeigt. Die grosse durch die ganze Länge des

Fig. 4.



[1]) Neues Jahrbuch. 1883, I, pag. 84.
[2]) Ebendaselbst 1883, II, pag. 97.
[3]) Mineralogische und petrographische Mittheilungen. 1888, IX, pag. 199.

Individuums hindurch ziehende Zwillingslamelle ist deutlich an vier Stellen verworfen. Links in der oberen Hälfte treten zwei schmälere, kürzere Lamellen hervor, welche aber in einer Linie mit der grössten Verwerfung der grossen Lamelle scharf absetzen und jenseits derselben nicht zu verfolgen sind. In der unteren Hälfte befindet sich eine kurze, verschwommene Zwillingslamelle, welche zwischen zwei Verwerfungen der grossen Lamelle liegt.

Die Vertheilung und gegenseitige Lage der Zwillingslamellen scheint hier die Deutung, dass dieselben sämmtlich ursprüngliche Bildungen seien, auszuschliessen; im Gegentheil lassen die Erscheinungen kaum eine andere Erklärung zu, als dass sie durch mechanischen Druck entstanden sind und dass jene Wirkung, welche die Verwerfungen der grossen — ihrerseits möglicherweise ursprünglichen — Lamelle erzeugte, die drei anderen Zwillingslamellen hervorgerufen habe.

Zwischen Zettlitz und Turtsch.

In dem Gestein von dem spitzen Hutberg bei Mohlischen ist der Nephelin nicht gleichmässig vertheilt, sondern erscheint meistens in weissen rundlichen, aus häufig sehr gut ausgebildeten grossen Krystallen zusammengesetzten Aggregaten. Selten liegen auch ausgezeichnete sechseckige Querschnitte in einem farblosen mikrolithenreichen Glas. Eine andere Form seines Auftretens ist diejenige, dass er zwischen den anderen Gemengtheilen gewissermassen eine Füllmasse bildet, welche nur an ihrem Verhalten zwischen gekreuzten Nicols als Nephelin erkannt wird. Biotit tritt in recht beträchtlicher Menge accessorisch auf. Spitzkeilförmig gestaltete Krystalle von gelblicher Farbe mit überaus markantem Relief und sehr rauher Oberfläche gehören dem Titanit an. Vereinzelte, ebenfalls stark lichtbrechende Körner, jedoch von brauner Farbe, sind Perowskit.

Steinbruch bei Kojetitz.

Vom Einschnitt hinter Kettwa am Feldwege nach Melk. Vor Allem fällt der Reichthum dieses Gesteins an Perowskit auf. Er ist sehr regelmässig vertheilt und erscheint nicht in gut krystallisirten Individuen, sondern in Körneraggregaten von den verschiedensten Dimensionen. Um die Augitaugen tritt er in besonders grossen Haufwerken und Körnern auf; er zeigt immer eine rauhe Oberfläche und violettrothe oder bräunliche Farbe und ist ganz unverkennbar. Apatit erscheint auch sehr reichlich in verunreinigten Krystallen.

Höchstes Lager an der Wand bei Wickwitz. Ein sehr feinkörniges Gestein mit hellem Glas, welches in rundlichen Partien angehäuft vorkommt; dasselbe enthält dunkle Trichite, kleine Biotitblättchen und helle Mikrolithen, die wie die Zinken eines Kammes neben einander liegen. Bei der Behandlung mit *H Cl* wurden diese Stellen zersetzt und eine mikrochemische Reaction ergab die Anwesenheit von Phosphorsäure.[1]) Die Behandlung mit *H Cl* verursachte Gelatinebildung des Glases.

[1]) Streng, Ueber den Dolerit von Londorf. Neues Jahrb. 1888, II, pag. 201.

Nephelintephrit.

Das sehr gleichmässig feinkörnige Gestein aus dem Berglichssteinbruch bei Lochotin weist unter dem Mikroskop porphyrische, bräunlichgelbe Augite und vereinzelte grössere Magnetitkörner auf. Grosse, unregelmässig begrenzte Plagioklase sind zwar recht reichlich vorhanden, treten aber im gewöhnlichen Lichte in der Grundmasse nicht so deutlich hervor, weil hier Augite und Magnetite in ihnen, wie in dem Nephelin und der Glasbasis wirr durcheinander liegen. Auch der Nephelin ist nicht eben gut unter dem Mikroskop erkennbar, doch lässt das kräftige Gelatiniren des Gesteinspulvers, welches nicht sämmtlich auf die Glasbasis bezogen werden kann, mit Sicherheit auf seine Gegenwart schliessen. Neben ihm nimmt ein wasserklares, Mikrolithen führendes Glas in geringer Menge an dem Aufbau der Grundmasse Theil. Accessorisch erscheint Apatit in dunkel, fast schwarz gefärbten Säulen.

Vom Racheln, rechts vom Wege zwischen Meretitz und Kaaden. Das Vorkommniss ist dem vorigen sehr ähnlich, stellenweise führt das Glas rothbräunlich durchscheinende Trichiten.

Feldspathbasalte.

Die Felspathbasalte sind im allgemeinen Gesteine von grauschwarzer Farbe und recht dichtem Aussehen, wenn nicht einzelne Gemengtheile, vorzugsweise Augit, zur porphyrischen Ausbildung gelangt sind. Unter dem Mikroskop tritt die Fluctuationsstructur entsprechend der quantitativen Betheiligung der Feldspathe in stärkerem oder geringerem Grade hervor. Die von mir an verschiedenen Localitäten gesammelten Gesteine bieten nichts besonders Auffallendes in ihren Gemengtheilen, beziehungsweise in ihrer Structur und lassen sich daher sehr gut in einer allgemeinen Beschreibung zusammenfassen.

Die Feldspathe, welche sich durch ihre polysynthetische Lamellirung als Plagioklas zu erkennen geben, — einige unverzwillingte Rechtecke möchte ich lieber für Plagioklasschnitte parallel dem Brachypinakoid ansehen als für Sanidine — sind durchwegs zu klein, als dass sie sich zur genaueren Bestimmung der Auslöschungsschiefe eigneten. Der Olivin tritt fast allgemein in kleinen Körnern auf und ist in manchen Gesteinen so in der Grundmasse versteckt, dass er nur mit grosser Schwierigkeit nachgewiesen wird. Erst bei beginnender Zersetzung — womit gewöhnlich eine starke Färbung verbunden zu sein pflegt — tritt er grell aus der Grundmasse hervor; er färbt sich gern grünlich, und bei weiterem Oxydationsvorgang gelbbraun oder orangeroth, wird faserig und dann stark dichroitisch. Augit und Magneteisen treten in ihrem gewöhnlichen Habitus auf. Glimmer kommt in kleinen, zerlappten, braunen Blättchen in dem Gewebe als accessorischer Gemengtheil vor. Glas wird in grösserer oder geringerer Menge auch von den untersuchten Feldspathbasalten beherbergt, gewöhnlich ist es in kleinen fetzenähnlichen Partien oder als dünnes Häutchen vorhanden. In dem meist wasserklaren, selten braunen Glase sind globulitische Entglasungsproducte äusserst selten;

das farblose pflegt durch feine, ebenfalls wasserklare oder schwach grünlich erscheinende Mikrolithen entglast zu sein. Apatit, durch staubartige Interpositionen dunkel gefärbt oder wasserklar, stellt sich auch ein.

Braune, kaustisch umgewandelte Hornblende tritt so häufig in einigen Gesteinen auf, dass ich ihr Vorhandensein zur Classification benutzen und die Hornblende führenden Feldspathbasalte als eine eigene Gruppe von den übrigen abtrennen möchte.

a) Hornblende führende Feldspathbasalte.

Die Hornblende erscheint in abgerundeten Säulen, welche eiförmige Schnitte liefern, mit dem bekannten Rande von impelluciden oder dunkelbraun durchscheinenden dichroitischen Körnern und Stäben. Eine Ausnahme bildet ein hyalitführender Basalt vom Filirschkamm bei Waltsch, in welchem neben den impelluciden und braunen Gebilden solche von gelb- bis fast blutrother Farbe erscheinen: letztere sind hier nicht dichroitisch und löschen gerade aus. Das Gestein führt Quarzeinschlüsse mit dem von Trippke[1]) beschriebenen grünen Augitsaum.

Von der Cardinalhöhe bei Waltsch.

Von der Nordseite des Spitzberges bei Radowitz.

Von der höchsten Terrasse an der südöstlichsten Spitze des Burberges.

Bei der makroskopischen Betrachtung eines Schliffes von dem Gestein des ersten niedrigsten Lagers an der Wand bei Wickwitz gewahrt man eine Menge von weissen Tüpfeln; unter dem Mikroskop lösen sich diese Partien in rundliche Flecken oder Ringe auf, die durchwegs aus zersetzter Substanz, worin Augite liegen, bestehen. Vermuthlich wird dieselbe früher aus glasreichem Gesteinsgewebe bestanden haben; denn im Centrum der Ringe, welche durchschnittlich grössere Partien als die einheitlichen Flecken bilden, erscheint noch unzersetzte Substanz, die sich zwischen gekreutzten Nicols als isotrop erweist. Was jetzt als Flecken erscheint, sind Stellen, wo die von den Ringen umschlossene Gesteinsmasse ebenfalls der Umwandlung anheimgefallen ist.

In den folgenden Gesteinen, welche im Uebrigen ganz ähnliche Ausbildung zeigen, tritt die Hornblende etwas mehr zurück.

In den Sommerleiten bei Waltsch findet sich ein schwarzgrauer blasiger Basalt. Die Blasenräume sind häufig mit Zeolithen ausgekleidet, von Natrolith in strahligen Aggregaten und deutlichen Rhomboedern von Chabasit, welche dann noch durch einen traubigen Ueberzug von Hyalit bedeckt werden. Der Hyalit zeigt da, wo er direct auf dem Gestein oder auf den in Poren hervortretenden Krystallen sitzt, sowie auch noch etwas entfernt davon, eine streifig-wolkige Polarisation, wohl auf Druck zurückzuführen. In der Hyalitsubstanz eingebettet liegen kleine wasserklare Kryställchen, welche noch einem weiteren Zeolith, wie es

[1]) P. Trippke, Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. Breslau 1878, pag. 9.

scheint, dem Phillipsit, angehören. Nach Bořicky[1]) bedecken die Chabasitdrusen von Waltsch vereinzelte Phillipsitkrystalle.

Eine in dem Leipziger Museum befindliche Gesteinsstufe mit Hyalit, bezeichnet von Waltsch, ergab sich ebenfalls als ein Feldspathbasalt; ein Schnitt durch den Hyalit gelegt zeigt unter dem Mikroskop zwischen der Basaltmasse und dem Hyalit schöne Gruppen säulenförmiger, mit der Basis versehener Kryställchen von sechsseitigem Querschitt. Zur Bekräftigung ihrer Natur als Aragonit wurden dieselben unter dem Mikroskop mit *H Cl* behandelt; heftiges Brausen erfolgte und bei der Behandlung der erhaltenen Lösung mit $H_2 SO_4$ schieden sich aus derselben spiessige Gypskrystalle aus. Bořicky[2]) erwähnte Perimorphosen von Hyalit nach Aragonitkrystallen aus der Gegend von Waltsch.

Höchstes Lager aus dem Aubach-Thaleinschnitt an der Nordseite des Čebischberges bei Radigau bei Maschau.

Vom Berg hinter Männelsdorf, bezeichnet 625 Meter. Besitzt ausgezeichnete Mikrofluctuationsstructur.

Von der vierten Terrasse an der südöstlichsten Spitze des Burberges. Das Gestein führt Quarzeinschlüsse.

Von der höchsten Terrasse an der Nordspitze des Burberges. Olivin ist in ausserordentlich spärlicher Menge und in sehr winzigen Dimensionen vorhanden. Röthlicher Augit tritt als neugebildetes Product in einer umgewandelten Hornblende auf.

b) Hornblendefreie Feldspathbasalte.

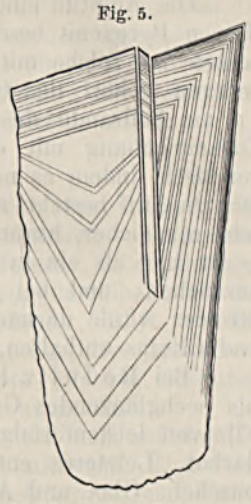
Die Gesteine in dieser Abtheilung weichen in ihrer Structur nicht von den oben beschriebenen ab. Hierher sind zu zählen das Gestein vom Filirschkamm bei Waltsch. Der Hyalit sitzt als klarer, traubiger Ueberzug auf dem feinkörnigen Basalt, bleibt aber nicht seiner Natur entsprechend isotrop, sondern zeigt eine schwache Doppelbrechung. Einen Feldspathbasalt von Waltsch, das Muttergestein der bekannten Hyalite, beschreibt Zirkel[3]) und erwähnt, dass er einen andesitischen Habitus besitzt. Von dem Buschberg bei Maschau. Von dem niedrigsten anstehenden Felsen an der südöstlichsten Seite des Burberges. Von der dritten Terrasse daselbst am Burberg. Von der höchsten Terrasse an der Südwestseite des Burberges. In dem sehr feinkörnigen Gesteine konnte auf gewöhnlichem Wege mit dem Mikroskop kein Olivin nachgewiesen werden, nachdem aber der Schliff auf Platinblech stark erhitzt wurde, traten die kleinen Olivinkörner mit rother Farbe, wie Fuchs angibt, sehr deutlich hervor. Von der zweiten Terrasse an der Nordseite des Burberges.

Steinberg bei Hermesdorf. Ein Augit dieses Gesteins bot eine erwähnenswerthe Erscheinung dar. Der Krystall ist zwischen gekreuzten Nicols deutlich zonar gebaut, an einer Stelle aber sind die Zonen nach dem Centrum eingeknickt, welche Knickung auch an den

[1]) Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens, pag. 247.
[2]) Ebendaselbst pag. 257.
[3]) Fr. Zirkel, Basaltgesteine, pag. 123.

Krystallcontouren deutlich wahrnehmbar ist, und hier sieht man eine Zwillingslamelle. Offenbar ist durch äusseren Druck, wohl von dem erstarrenden Magma herrührend, nachdem der Krystall schon gebildet war, die rechte Seite etwas eingeschoben worden, wobei die Verzwillingung stattfand. Vergl. Fig. 5.

Fig. 5.



Zu den Feldspathbasalten ist noch ein Vorkommniss zu zählen, welches aber frei von Olivin ist. Dieses Gestein tritt am Wege von Horn nach dem Herrgottstuhl auf und ist von graulicher Farbe mit plattenförmiger Absonderung. Plagioklas, Augit und verhältnissmässig wenig Magneteisen setzen dasselbe in erster Linie zusammen, dazu tritt noch etwas globulitisch devitrificirtes Glas, Apatit in relativ sehr reichlicher Menge, accessorische Hornblende und Titanit. Die für Quarzeinschlüsse charakteristischen grünen Augitkränze sind recht häufig; der Quarz selbst ist allerdings nicht mehr in ihrem Inneren vorhanden, sondern wohl von dem Magma resorbirt worden, und die so entstandenen Hohlräume sind secundär von Zeolithsubstanz (Phillipsit) ausgefüllt.[1])

Limburgit und Augitit.

Gewissermassen am Ende dieser drei Gruppen der Leucit-, Nephelin- und Feldspathbasalte stehen nun diejenigen Gesteine, in welchen die feldspathartige Substanz überhaupt nicht zur Ausbildung gelangt ist. Sie ist durch eine amorphe, glasige Substanz vertreten, welche aus gewissen Ursachen, von welchen wohl die wichtigste rasche Erstarrung sein dürfte, sich nicht differenziren konnte. Von der chemischen Beschaffenheit dieser Glasbasis hängt es nun ab, zu welcher Gruppe die Gesteine zu rechnen sind, sofern der geologische Verband nicht unmittelbar auf den Zusammenhang verweist.

Die Limburgite, unter welcher Bezeichnung man Gesteine, bestehend aus Augit und Olivin, begreift, wurden zuerst von Zirkel[2]) beobachtet, von Rosenbusch[3]) und Bořicky[4]) zu gleicher Zeit beschrieben, respective „Limburgite“ und „Magmabasalte“ genannt.

Dieses Gestein ist in meinen Handstücken nur durch das Vorkommniss vertreten, welches links vom Feldwege von Okenau nach dem Herrgottstuhl an der Eger in einem Gang ansteht. Es ist sehr dicht und enthält, neben dem vorwaltenden Augit, Olivin in zersetztem Zustande, Magnetit und zwischen diesen krystallinischen

---

[1]) P. Trippke, Beiträge zur Kenntniss der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien, pag. 57.

[2]) Basaltgesteine, pag. 180.

[3]) Petrographische Studien an den Gesteinen des Kaiserstuhles. N. Jahrb. 1872, pag. 35 ff.

[4]) Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens, pag. 47.

Gemengtheilen eine klare Glasbasis von hellen, spiessigen Mikrolithen und wenigen schwarzen Trichiten durchspickt.

Die Augitite sind die von Dölter[1]) und Zujovics[2]) unter dem Namen Pyroxenit beschriebenen Gesteine. Unter diesen Augititen beobachtete ich solche mit brauner und solche mit heller Glasbasis. Zu den ersteren gehört das Gestein von dem 735 Meter Berg bei Schönau am Südrande des Gebirges bei Buchau. Es steht im allerengsten Zusammenhang mit dem Leucitbasalt, sowohl structurell, als auch genetisch, indem es nach aller Vermuthung demselben Strom angehört. Der Augitit besteht aus weiter nichts, als aus Augit, Magnetit und sehr reichlicher, brauner Glasbasis, durch schwarze Trichiten entglast; er ist nur als ein in seiner Auskrystallisation gehemmter Leucitbasalt anzusehen, und bei gleichmässig substantieller Zusammensetzung des Stromes würde darnach das braune Glas die Bestandtheile des Leucits und Olivins enthalten.

Bei Rednitz bei Duppau fand ich, nicht anstehend, ein fett- bis pechglänzendes Gestein, welches unter dem Mikroskop einen wahren Filz von leistenförmigen, quergegliederten Augiten und braunem Glas darbot. Letzteres enthält reichlich schwarze Trichiten und Trichitenbüschel. Glas und Augit sind in ziemlich gleicher Menge vorhanden. Magneteisen ist nicht überreichlich anwesend.

Zu den Augiten mit heller Glasbasis gehört das Vorkommniss bei der Ziegelhütte zwischen Olleschau und Duppau. Ein wasserklares Glas waltet über die anderen Gemengtheile vor, welche aus Augit und Magnetit mit accessorischem Apatit bestehen.

Am Wege von der Schäferei auf den Oedschlossberg trifft man mehrere Gänge in einem mandelsteinartigen Leucitbasalt; die Gänge sind stark verwittert, bräunlich grau und werden fast nur aus sehr vorwaltendem Augit mit Magnetit gebildet. Bei stärkerer Vergrösserung sieht man zwischen den Augiten kleine Mikrolithen liegen, aber nirgends ist Glas sicher zu erkennen. Immerhin ist es wahrscheinlich, dass die Mikrolithen in einem hellen Glas liegen, welches aber nur als ein äusserst dünnes Häutchen zwischen den Gemengtheilen vorhanden sein kann. Aus Analcim scheinen einige rundliche, klare, zwischen gekreuzten Nicols dunkel bleibende secundäre Partien zu bestehen.

Ein Augitit bildet den Gang an der Nordwestseite des Hutberges bei Turtsch. An seinem Aufbau tritt der Augit mehr als in den anderen Vorkommnissen zurück, eine helle Glasbasis ist in starker Entwicklung vorhanden. Dazu gesellen sich noch accessorisch Apatit, Hornblende, in lappigen und abgerundeten Krystallen, aber ohne kaustischer Umwandlung und Blättchen von Biotit. Ein einziger Haüyn von lichtblauer Farbe und mit dunklen Strichnetzen wurde beobachtet. Das im Handstück sehr dicht scheinende Gestein weist unter dem Mikroskop keineswegs seltene Zeolithmandeln auf.

Vom Thalschluss von Petersdorf nach dem Steinberg. Das Gestein fällt auf wegen der warzigen Beschaffenheit seiner Oberfläche. Es ist ein Augitit, feinkörnig, mit heller Glasbasis; diese hat

[1]) Ueber Pyroxenit, ein neues basaltisches Gestein. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1885, Nr. 8, pag. 140.

[2]) Les roches des Cordillières. Paris 1889.

sich genau wie in dem Nephelinit von der Wand bei Wickwitz an rundlichen Stellen angesammelt und enthält hier schwarze Trichiten und Trichitenbüschel und helle Mikrolithe. Behandlung mit *HCl* zersetzt die Basis unter Gelatinebildung und die Mikrolithen werden aufgelöst. Der Auszug gab die Phosphorsäurereaction. In dem Gestein sieht man nichts, was zur Erklärung der Warzenbildung dienen könnte; in den Präparaten besassen die Warzen dieselben Structur wie das Gestein selbst.

Wie im Anfang beschrieben wurde, besteht der Burberg bei Kaaden an seinem nördlichen Abhang aus drei deutlich von einander getrennten Basaltlagern. Es schien mir nun von Interesse, zu constatiren, ob nicht vielleicht die chemische Zusammensetzung derselben mit der Reihenfolge der Eruptionen in Zusammenhang stände, d. h. ob das Magma der späteren Ergüsse vielleicht sauerere, respective basischere Natur besass. Zu diesem Zwecke wurden Analysen von den Gesteinen der drei Terrassen am Nordabhang hinter Sosau ausgeführt.

Die im Folgenden angeführte Analyse I bezieht sich auf das Gestein des höchsten, also jüngsten, II auf das des mittleren, III auf das des ältesten, untersten Lagers. I ist, wie die petrographische Untersuchung ergab, ein Plagioklasbasalt mit sehr schwer nachweisbarem Olivin, II ebenfalls ein Plagioklasbasalt, aber mit normalem Olivingehalt, III endlich ein olivinreicher Basanit mit spärlichem Leucit. — Die reichlichere Gegenwart des Olivins spricht sich in der grösseren Menge der Magnesia und der geringeren der Thonerde aus.

	I	II	III
SiO_2 . . .	44·60	42·08	42·71
Al_2O_3 . . .	21·29	20·88	16·03
Fe_2O_3 . . .	10·51	6·77	9·31
FeO	0·57	3·17	1·83
CaO . . .	11·35	12·48	14·70
MgO . . .	3·51	6·85	10·44
Na_2O . . .	4·81	3·37	2·71
K_2O . . .	0·74	0·44	0·24
Glühverlust .	2 65	3·18	2·78
Summe . .	100·03	99·22	100·75

Andesite.

Die Gesteine, welche unter diesem Namen zur Erwähnung gelangen, sind allgemein von mehr oder weniger lichter, grauer oder grünlich grauer Farbe und können, weil sie auch gewöhnlich recht deutlich plattenförmige Absonderung zeigen, leicht ohne nähere Untersuchung für Phonolithe gehalten werden. Unter dem Mikroskop nähern sie sich mit ihrer Structur sehr den Feldspathbasalten, doch fehlt der Olivin und die für Andesite ziemlich reichlich auftretenden Augite sind vorwiegend grün gefärbt. Braune Hornblende in porphyrischen Krystallen mit kaustisch umgewandeltem Rand ist ein constanter Gemengtheil

dieser Gesteine, welche deshalb hier als Hornblende-Andesite aufgeführt werden mögen. Hierher gehört das Gestein von dem Berg bei der Kralenmühle bei Buchau; von dem Stur- (Stein-) Hübel bei Unter-Wohlau; hinter Heinesdorf; der Andesit enthält ziemlich reichlich gelbe Titanitkrystalle. Bei der Verwitterung wird er sehr porös und von schmutzig-weisser Farbe, von den Bauern „Weissstein" genannt. Von der Nordspitze des Schöbaberges. Aus dem Feld am Berg, bezeichnet 638 Meter, bei Totzau, bildet insofern eine Ausnahme, als die Hornblende nicht porphyrisch und umgewandelt vorkommt, sondern wie der Augit nur kleine Individuen bildet.

Gänge im Tuff an der Chaussee bei Olleschau bei Duppau. Das Gestein ist schon sehr weit zersetzt und von bräunlichgrauer Farbe. Der Augit tritt gänzlich gegen die Hornblende zurück, welche hier grasgrüne Farbe trägt. Wenn diese Erscheinung den Eindruck hervorruft, dass hier ein vortertiäres Eruptivgestein vorliegt, so wird derselbe noch verstärkt durch die Wahrnehmung, dass die Hornblende sehr häufig in Aggregate von Chlorit und Epidot umgewandelt ist, Substanzen, welche sonst diesen Andesiten völlig fremd sind. Dennoch kann nach dem geologischen Auftreten kein Zweifel an dem tertiären Alter des Gesteines bestehen. Apatit und Biotit bleiben allein unzersetzt. Eine ebenfalls bereits etwas umgewandelte Basis scheint globulitische Beschaffenheit besessen zu haben.

Phonolith.

Im Allgemeinen sind die Phonolithe recht dichte Gesteine mit splitterigem Bruche und grünlicher bis grauer Farbe. Der Nephelin ist, wie so oft bei hierher gehörigen Vorkommnissen, auf mikroskopischem Wege nicht direct nachweisbar, sondern wird nur auf chemischem erkannt. In dem Gesteine von dem Seeberg wird der Nephelin grösstentheils durch Leucit vertreten.

Der Haüyn tritt mit grosser Constanz auf, braune Hornblende scheint sich meistens auf Ausscheidungen zu beschränken, während der Augit sich sehr reichlich, und zwar mit grüner Farbe, einstellt. Ob nun dieser Pyroxen, welcher häufig in saftgrünen Kryställchen mit deutlichem Pleochroismus erscheint, dem Akmit oder Aegirin angehört, wie es Mann[1]) für einige Phonolithaugite nachgewiesen hat, ist hier nicht zu bestimmen.

Der Schömitzstein bei Giesshübel-Puchstein besteht aus einem makroskopisch typischen Phonolith. Haüyn ist in reichlicher Menge vorhanden und könnte, wo seine Individuen kleiner sind als die Dicke des Präparates, wegen der Fülle der opaken Striche leicht auf den ersten Blick mit Magnetit verwechselt werden. Die Hornblende bildet ganz kleine Krystalle von dunkelbrauner Farbe mit deutlichem Pleochroismus. Titanit ist sehr häufig, mehr in scharfen Krystallen als in unregelmässigen Körnern. Vorwaltend sind die leistenförmigen Durch-

[1]) Untersuchungen über die Zusammensetzung einiger Augite aus Phonolithen und verwandten Gesteine. Neues Jahrb. f. Min. 1884, Bd. II, pag. 172 ff.

schnitte des Sanidins, welche schöne Mikrofluctuationsstructur bedingen. Bořicky[1]) beschreibt das Gestein vom benachbarten Engelhaus, worin er sehr deutlich Nephelin erkennt, aber das häufige Vorkommen von Haüyn nicht erwähnt. Makroskopisch sind die Sanidintafeln, meistens sehr weit zersetzt, leicht erkennbar. Ein von ihm erwähntes zweites Vorkommniss von Hinterlomnitz bei Duppau konnte ich nicht auffinden.

In dem sehr festen grauen Gestein, welches den Wolfstein bei Hermesdorf aufbaut, tritt porphyrisch namentlich Hornblende hervor, sodann nicht sehr reichlicher Feldspath, sowie Augit. Dieser letztere ist in zwei deutlichen Ausbildungsformen, als mikroporphyrische Individuen und in Mikrolithenform, zugegen. Die grösseren Augite enthalten als häufige Einschlüsse Titanit, welcher überhaupt sehr reichlich vorhanden ist und seinerseits Apatit als Interposition führt. Die Hornblende ist nur in umgewandelten, lappigen Krystallen anwesend und wird immer von einem Saum von neugebildetem Augit und Magneteisen umgeben. Nach der polysynthetischen Verzwillingung zu urtheilen (Bestimmungen des optischen Verhaltens sind nicht ausführbar) spielt der Plagioklas unter den Feldspathen eine recht grosse Rolle. Dies Gestein, welches sich wohl den Tephriten nähert, wäre darnach vielleicht den Plagioklasphonolithen von Lenk[2]) anzureihen. Der in vier- und sechsseitigen Schnitten reichlich vorhandene und mit den bekannten Strichnetzen versehene Haüyn ist fast gänzlich zersetzt und braunroth geworden; immerhin tritt aber noch häufig der Gegensatz zwischen einem bläulichen Centrum und einem sehr dunkelbraunen, fast opaken Rande hervor. Eine schwarze, grobkrystallinische Ausscheidung innerhalb dieses Phonoliths besteht vorwiegend aus im Schliff dunkelbrauner, lebhaft pleochroitischer Hornblende, aber ohne den Schmelzrand, wie man ihn in dem eigentlichen Gesteine sieht, grünem, interpositionsreichen Augit, grossen Apatitkrystallen und Magnetit mit sehr wenig Biotit. Ein feldspathartiges Mineral fehlt in diesem Gemenge.

Von Langgrün bei Buchau. Dieses Gestein führt Ausscheidungen, welche sich in mehreren Punkten ganz abweichend von denen in dem letzterwähnten verhalten; sie bestehen nämlich vorwiegend aus triklinem Feldspath und Hornblende nebst Apatit und Titanit; primärer Augit fehlt darin, aber besonders deutlich ist hier die Umwandlung der Hornblende in Augit und Magnetit zu beobachten. Die gerundeten, zersetzten Krystalle der braunen Hornblende sind von einem breiten Rand von gelblichgrünen Augitkörnern, worin verstreute Magneteisenkörner liegen, umgeben. Die kleinen, gesteinbildenden Feldspathmikrolithen scheinen sehr weit zersetzte Sanidine zu sein, an denen nur noch ein schmaler frischer Rand erhalten blieb.

An dem Fusse des Spitzberges bei Radonitz fand sich, leider nur in Blöcken, ein dunkelgrüner Phonolith. Die weissen Flecken, die man makroskopisch wahrnimmt, erweisen sich als zersetzte Haüyne, deren Durchschnitte bis zu ganz kleinen Quadraten und Sechsecken in der Grundmasse hinabsinken. Bemerkenswerth ist der Reichthum an Melanit; makroskopisch nicht wahrnehmbar bildet er in den Schliffen

[1]) Petrographische Studien an den Phonolithgesteinen Böhmens, pag. 40.
[2]) Zur geologischen Kenntniss der südlichen Rhön, pag. 35—37.

kleine dunkelbraune, ausgezeichnet schöne, zonar aufgebaute Hexagone. Feldspath tritt sehr zurück, während grüne Augite in Fülle vorhanden sind.

Zu den Gesteinen, worin der Nephelin grösstentheils durch den Leucit vertreten wird, also zu den Leucitphonolithen[1]) oder nach Sauer[2]) Leucitophyren ist das seit langer Zeit, wegen des Vorkommniss der schönen Comptonite, bekannt gewesene Vorkommniss vom Seeberg bei Kaaden zu zählen. Das Gestein ist grünlichgrau mit dichter Grundmasse, worin man deutlich makroskopisch graue bis röthlichgraue rundliche Flecken sieht, welche durch zersetzte Haüyne hervorgebracht werden; an einzelnen Punkten, wo die Masse etwas frischer ist, besitzt sie dunklere, grüne Farbe und die zersetzten Haüyne sind nicht wahrnehmbar. Unter dem Mikroskope bilden grüne Augitmikrolithen und Leucit mit wenig Nephelin, sowie vereinzelte Sanidine der Hauptsache nach die Grundmasse, wozu sich noch spärlich Magnetit und häufiger Apatit und Titanit, sowie wenige Perowskitkörner gesellen. Die Augitmikrolithen tragen saftgrüne Farbe und zeigen einen schwachen Pleochroismus; bei den grösseren mikroporphyrischen Individuen, welche ebenfalls dem Augit und nicht etwa dem Aegirin angehören, schwanken die Axenfarben zwischen grünlichgelben und schmutziggrünen Tönen, sie enthalten Perowskit als Einschluss. Leucit ist gut entwickelt mit schönen Kränzen von grünen Augitmikrolithen. Titanit bildet scharfe Krystalle von gelber bis bräunlicher Farbe, dann lebhaft pleochroitisch; er enthält häufig Einschlüsse von Apatit, Magnetit und langgestreckten Gasporen. Um grosse Perowskitkörner hat er sich als primäre Umrandung und nicht etwa als secundäres Umwandlungsproduct in einem schmalen Rande angelagert. Die Perowskite zeigen Polarisationserscheinungen; der Apatit erscheint in Krystallen, welche theils durch Interpositionen ganz dunkel gefärbt werden, theils ganz frei von ihnen sind. Grobkrystalline Ausscheidungen in dem Gesteine bestehen aus gelbgrünem, automorphem Augit, Titanit, wenig Sanidin, Apatit, Perowskitkörnern und hellem Glas mit schwarzen Trichiten und hellen Mikrolithen. Das Gestein ist schon sehr weit zersetzt und sein Pulver braust auf bei der Behandlung mit *H Cl*. Bei der Zersetzung liefert es *Ca* CO_3 als Calcit und Aragonit, dann erkennbaren Philipsit und andere Zeolithe, vor Allem aber, wie im Anfange erwähnt wurde, den Comptonit.[3]) In Hohlräumen des Gesteines sitzt ausserdem entweder als Ueberzug oder in Krystallen, welche in den, die Hohlräume ausfüllenden Phillipsit und Calcit hineinragen, ein mikroskopisch farbloses Mineral, welches ich nach Contouren, Spaltbarkeit und optischem Verhalten für Orthoklas (Adular) halten möchte, analog dem durch von Zepharovich[4]) beschriebenen Vorkommen des Orthoklases auf Drusen des von Zirkel als Leucittephrit bestimmten Gesteines von dem Eulenberge bei Leitmeritz in Böhmen.

---

[1]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie. Bd. II, pag. 628.

[2]) Erläuterungen zu Section Wiesenthal, pag. 57.

[3]) Bořicky, Petrographische Studien an den Basaltgesteinen Böhmens, pag. 251. Zippe, Comptonit von Seeberg bei Kaaden. Verhandlungen der Gesellschaft des vaterländischen Museums in Böhmen. Prag 1836.

[4]) Orthoklas als Drusenmineral im Basalt. Groth, Zeitschr. f. Kryst. Bd. X, pag. 601.

Bei der Ziegelei an der Chaussée zu Fusse des Schönbergs fanden sich lose Blöcke von einem dichten Aussehen und dunkelgrüner Farbe, in deren einem eine grobkörnige Ausscheidung liegt. Das Gestein selbst besteht aus prächtigen kleinen Leuciten mit Kränzen von Mikrolithen, Haüyn, welcher in kleinen Individuen fast schwarz erscheint und kleinen saftgrünen, dichroitischen Augitmikrolithen; Feldspath ist sehr selten zu beobachten und Nephelin ist nicht nachweisbar.

In der Ausscheidung spielt der Augit die erste Rolle, meistens in recht gut ausgebildeten Krystallen. Zwischen den Augiten erscheinen als xenomorphe Individuen — bisweilen sieht man einzelne Flächen — der Haüyn und Titanit, dann Perowskit und Magnetit mit sehr wenig Feldspath und etwas hellem Glas. Der Haüyn, welcher schon etwas trübe geworden ist, besitzt eine violettliche Farbe; zeigt nur an den Rändern sehr feine Strichnetze und erreicht eine Grösse von 2·5 Millimeter. Individuen von derselben Grösse bildet der Titanit von gelber bis rothbrauner Farbe. Die rothbraune Farbe ist immer auf das Centrum des Individuums beschränkt, welches stets lebhaften Pleochroismus zeigt. Die Titanite enthalten häufig Perowskitkörner eingeschlossen. Die Körner des Perowskits, welcher hier nie in selbstständigen Gestalten auftritt, werden bis zu 0·8 Millimeter im Durchmesser, sind von rothbrauner Farbe, zeigen eine chagrinirte Oberfläche wie der Titanit und Olivin, und werden zwischen gekreuzten Nicols nicht gleichmässig dunkel, sondern von parallelen, sich kreuzenden, polarisirenden Streifensystemen durchzogen. Verwitterungserscheinungen sind nicht zu beobachten. Wo sie im Titanit liegen, sind sie von nur wenig heller gefärbter Titanitsubstanz umgeben, welche, wie oben erwähnt, lebhaft pleochroitisch ist. Apatit, welcher zu den allerersten Ausscheidungsproducten zählt, indem er im Augit, Titanit und Haüyn eingeschlossen vorkommt, ist auch dementsprechend in sehr scharfen Krystallen vorhanden. Etwas helles Glas mit hellen Nädelchen und den saftgrünen Augitmikrolithen der Grundmasse findet sich in einigen Fetzen zwischen den Gemengtheilen. Als Zersetzungsproducte erscheinen Calcit und ein strahliger Zeolith. Auch hier treten in den von Calcit ausgefüllten Hohlräumen wasserklare Kryställchen auf, welche wahrscheinlich dem Adular angehören, aber wegen ihrer Kleinheit keine nähere Bestimmung gestatten.

Zu den Leucitphonolithen gehört auch das Gestein von dem Häckelberg bei Klösterle.

Tuffe.

Die Tuffablagerungen besitzen, wie oben erwähnt, in diesem Gebirge eine grosse Ausdehnung. Für die meisten derselben würde eine speciellere Beschreibung nur Bekanntes wiederholen, und so seien blos einige besonders charakteristische Vorkommnisse hervorgehoben. In dem Angerbachthal bei Turtzch steht ein recht fester, auf der frischen Bruchfläche bräunlichgrauer Tuff an; auf der angegriffenen Oberfläche treten in Folge ihrer abweichenden Verwitterungsfarben die verschiedenen grossen Basaltlapilli sehr deutlich hervor und verleihen dem Gestein

ein sehr buntes Aussehen. Lapilli mit Leucit- oder Feldspath- und Augitausscheidungen scheinen vorzuwalten, dazwischen liegen ganz kleine Bruchstücke von Augit, Hornblende und Feldspath, ferner Magnetit und Fetzen eines brillant orangeroth gefärbten Glases. In diesen Glaspartien sind feine Erzkörnchen, Feldspathe, Mikrolithen und die farnwedelähnlichen Gebilde des Tachylyts zur Auskrystallisation gelangt. Eine mehr krystallinische Ausbildung des Centrums als des Randes, wie Bréon [1]) beobachtete, ist hier nicht zu gewahren. Das Cement für diesen Tuff wird durch einen mikroskopisch nicht bestimmbaren, etwas faserigen Zeolith gebildet.

Am Seeberg bei Kaaden, beim Eisenbahneinschnitt an der Südseite kommt ein grünlichgrauer, ebenfalls sehr fester Tuff vor. Er bietet nichts wesentlich Neues; Krystallbrocken spielen hier eine kleinere Rolle, gelbbraune Glasfetzen sind selten. Die meisten Gesteinspartikel sind ausserordentlich reich an manchmal relativ recht grossen Leucitformen, welche sich aber in gänzlich zersetztem Zustande befinden, indem sie aus einer trüben, etwas körneligen, nicht polarisirenden Substanz, wohl Analcim, bestehen. Haüyn begleitet dieselben in ebenfalls zersetzten mikroporphyrischen Krystallen. Manche Stückchen machen den Eindruck, als seien sie nur sehr weit zersetzte Fragmente des vom Seeberg beschriebenen Leucitophyrs. Zeolithe mit $Ca\,Co_3$ (Calcit und Aragonit) sind das Bindemittel.

In einem festen, sehr hellgrauen Tuff von Atschau scheinen die eckigen, schlackigen, basaltischen Lapilli fast hinter dem Calcit-Cement zurückzutreten. Beim Alberthof am Klumberg bei Radonitz kommt ein feiner, meist ziemlich mürber Tuff vor; Krystallbruchstücke, Glas und basaltische Lapilli setzen ihn zusammen; vereinzelte Olivinformen, von Kalkspath ausgefüllt, sind wahrzunehmen. Diese Materialien werden durch ein Cement von Kalkspath und Aragonit zusammengekittet.

Zum Schlusse möchte ich erwähnen, dass Herr Prof. Dr. G. Laube in Prag mich durch Ueberlassung einer Suite von Dünnschliffen, welche meine eigene Sammlung mannigfach ergänzte, in hohem Grade zu Dank verpflichtet hat.

Dann aber drängt es mich, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Geheimen Bergrath Professor Dr. F. Zirkel, welcher mir nicht nur die Anregung zu dieser Arbeit gegeben, sondern mich auch bei der Ausführung derselben stets in liebenswürdigster Weise mit Rath und That unterstützt hat, meinen tiefgefühlten Dank auszusprechen.

Leipzig, Mineralogisches Institut, Februar 1890.

---

[1]) Note pour servir à l'étude de la géologie d'Islande et des îles Faroer. Paris 1884.

Chemische Untersuchung der vier Trinkquellen von Luhatschowitz in Mähren.

Von C. v. John und H. B. v. Foullon.

Ungefähr anderthalb Kilometer nordöstlich von dem Orte Luhatschowitz liegt das Centrum der umfangreichen Anlagen von „Salzbad Luhatschowitz“ in einem freundlichen Thale, dessen beide Flanken, die grosse und kleine Kamena, in „Luhatschowitzer Sandstein“ anstehen. Nach einer gütigen Mittheilung des Herrn Bergrath C. Paul, welcher dieses Gebiet im Sommer 1889 geologisch aufnahm, bildet der genannte Sandstein linsenförmige Einlagerungen in Hieroglyphen führenden Gesteinen des Alttertiär.

Der Sandstein enthält wenig mächtige Zwischenlagen von Thon, längs welcher, ihrer Un- oder besser Schwerdurchlässigkeit wegen, zahlreiche Mineralquellen aufsteigen. Für uns haben hier nur jene Quellen Bedeutung, welche seit Alters zur Trinkcur benützt werden und schon im vorigen Jahrhundert den Ruhm des Bades in weite Länder verbreiteten, während im engeren Kreise die vortheilhaften Wirkungen schon lange vordem bekannt und benützt waren.

Die vier Quellen, deren Wasser auch heute zu Curzwecken getrunken werden, sind der Vincenz-, Amand- und Johannbrunnen und die Louisenquelle. Alle vier entspringen aus der grossen Kamena, die drei erstgenannten an der nordwestlichen Seite, dort wo sich der Abhang mit der Thalsohle schneidet, die Louisenquelle am Südabhang etwa 25—30 Meter über dem Niveau des Johannbrunnen. In der Luftlinie beträgt die Entfernung des Johannbrunnen von der Louisenquelle, der weitest von einander abstehenden, kaum $^3/_4$ Kilometer. Sowohl im Thalgrunde, als auch gegen das rechte Gehänge (südöstlicher Abfall der kleinen Kamena) treten noch viele Quellen auf, deren Wasser derzeit nur für die Bäder dienen.

Die vier Trinkquellen sind mit Quadern gefasst, durch Pavillons geschützt und haben alle freie Abflüsse. Da diese bei den drei erstgenannten aber nahe am Boden oder etwas in diesen versenkt liegen, so sind sie zur Bequemlichkeit mit Pumpen versehen. Beim Vincenzbrunnen ist jedoch auch eine Vorrichtung angebracht, welche das

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Schöpfen des selbstthätig auslaufenden Wassers gestattet. Die am Abhang gelegene Louisenquelle fliesst seitlich ab und hat keine Pumpe.

Sämmtliche vier Quellen sind klar und steigen in ihnen Gasblasen auf, in der Amandquelle so lebhaft, dass sie ein polterndes Geräusch verursachen.[1]) In den Quellbassins sieht man Flocken ausgeschiedenen Eisenoxydes und längs der Abflüsse Krusten von Quellabsätzen.

Am 8. August 1889 hat Foullon am Vincenz-, Amand- und Johannbrunnen, am 9. an der Louisenquelle das zu den Analysen verwendete Wasser geschöpft, und zwar so, wie es von den Curgästen getrunken wird, dasselbe wurde also beim Amand- und Johannbrunnen durch die Pumpen gewonnen. Gleichzeitig fand die Aufsammlung der aufsteigenden Gase statt.

Schon Planiawa hat gelegentlich seiner Untersuchung des Vincenzbrunnen (siehe unten) die Temperatur desselben gemessen und diese mit 13·75° C. bei einer Lufttemperatur von 25° C. bestimmt. Andere Messungen vom 19. August 1832 gaben bei 25° C. Lufttemperatur: Im Vincenzbrunnen 12·4°, im Amandbrunnen 13·25°, im Johannbrunnen 13·8°, in der Louisenquelle 12·7°. Winkler (im unten angeführten Werke) gibt die Resultate seiner im Juli und August 1833, zu verschiedenen Tageszeiten und bei den verschiedensten Witterungsverhältnissen ausgeführten, gegen 20 Messungen (in Réaumurgraden, sie sind hier in Celsiusgrade umgerechnet). Die Lufttemperatur schwankte zwischen 11·2° und 23·75° C. Er fand im Vincenzbrunnen 12·5° C., einmal 11·9° C.; im Amandbrunnen 13·12°, ausnahmsweise 13·06° und 13·75°; im Johannbrunnen 13·75°, je einmal 13·62° und 14·59°; in der Louisenquelle 12·5°. Ein anderes Thermometer gab alle Temperaturen um 1° R. höher an. Ferstl mass im Jahre 1852 die Temperaturen der vier Quellen bei —0·6° C.[2]) Lufttemperatur und fand die des Vincenzbrunnen gleich 8·4° C., die des Amandbrunnen gleich 7·6° C., die des Johannbrunnen gleich 7·6° C. und die der Louisenquelle gleich 9·25° C. Am 8. August 1889 betrug sie beim

	Wassertemperatur im Quellschacht	Gleichzeitige Lufttemperatur
Vincenzbrunnen	11·8° C.	17·2° C.
Amandbrunnen	12·4° „	21·4° „
Johannbrunnen	11·2° „	21·0° „
Louisenquelle	10·3° „	18·2° „

Die Lufttemperatur wurde unmittelbar ober den Quellschächten gemessen und kann kaum bezweifelt werden, dass die Wassertemperaturen von jener der sie überlagernden Luft in den verschiedenen Tageszeiten und je nach dem Stande der Sonne gegen die Quellen bedeutend beeinflusst werden. Hierbei ist noch der verschiedene Fassungsraum der einzelnen Quellschächte zu berücksichtigen, in Folge dessen die äusseren Beeinflussungen der Temperatur verschieden einwirken und die durch die Bewegung des Wassers, von der Gasexhalation veranlasst, nicht aus-

[1]) Diese Thatsache führt schon Winkler in seinem unten citirten Werke vom Jahre 1835 an, wegen welcher die Quelle auch den Namen „Polterbrunnen" hatte.

[2]) Er gibt in seiner unten citirten Arbeit die Temperatur in Réaumurgraden an, sie sind hier umgerechnet und abgerundet.

geglichen werden. Das wärmer geschöpfte Wasser ist natürlich schon etwas kohlensäureärmer und gibt rascher Kohlensäure ab, weshalb diese Wässer sehr bald, nachdem sie geschöpft wurden, ein schwaches Opalisiren zeigen.

Nach den Messungen der Badeinspection liefern die vier Quellen folgende Wassermengen:

Vincenzbrunnen . .	0·094	Secundenliter	= 8121	Liter	in	24 h.
Amandbrunnen . . .	0·054	„	= 4665	„	„	„
Johannbrunnen . . .	0·070	„	= 6048	„	„	„
Louisenquelle . . .	0·047	„	= 4060	„	„	„

Bevor wir die Resultate unserer eigenen Analysen anführen, wollen wir einen historischen Rückblick auf die vorhergegangenen Arbeiten werfen und im Anhange eine kurze Discussion der zu verschiedenen Zeiten gefundenen Zusammensetzungen folgen lassen, soweit dies auf Grundlage der vorhandenen Daten möglich ist.

Die Luhatschowitzer Quellen waren schon mehrfach Gegenstand der chemischen Untersuchung. Von den älteren Versuchen Mitrowsky's, Spenkuch's und Kiesewetter's können wir wohl absehen und uns gleich der Analyse zuwenden, welche Joh. Planiawa, Apotheker in Tobitschau, mit dem Wasser der Vincenzquelle ausführte, welches er im August 1827 selbst schöpfte. Das Luhatschowitzer Mineralwasser hatte sich schon damals eines sehr bedeutenden Rufes zu erfreuen und nahm die Versendung des Wassers aus dem Vincenzbrunnen besonderen Aufschwung, „welches in so grosser Menge in alle Provinzen der österreichischen Monarchie, ja sogar in's Ausland verführt und allgemein gerühmt" wurde. Dieser Umstand war die Veranlassung, zunächst die Zusammensetzung dieser Quelle zu erforschen. In einer noch heute lesenswerthen Abhandlung[1]) hat Planiawa die Resultate seiner Untersuchung niedergelegt, und zwar in einer Weise, welche eine kritische Beurtheilung ermöglicht, indem er den eingeschlagenen Weg der Ermittlung und Trennungen sowohl, als auch die Mengen der erhaltenen Verbindungen und die Berechnungen wiedergibt. Er fand nicht nur in dem Wasser die bisher unbekannt gebliebenen Gemengtheile Jod, Brom, Fluor, Kalium, Baryum, Strontium, Mangan und Silicium auf, sondern

[1]) Physikalisch-chemische Untersuchung der Trinkquelle Vincentiusbrunnen zu Luhatschowitz in Mähren. Baumgartner's und Ettingshausen's Zeitschrift für Physik und Mathematik. 1828, Bd. IV, S. 177—192 u. 277—287.

Dr. G. Zimmermann sagt zwar in seiner Broschüre „Der Curort Luhatschowitz" Brünn 1862, S. 5, dass Planiawa im Jahre 1827 den Vincenz- und Amandbrunnen, 1832 auch den Amandbrunnen und die Louisenquelle untersucht und die Ergebnisse in der genannten Zeitschrift veröffentlicht habe; doch beruht dies auf einem Irrthum, denn in der genannten Zeitschrift und deren Fortsetzung finden sich diese Analysen nicht abgedruckt. Dr. Melion's treffliche Zusammenstellung „Ueber die balneographische Literatur Mährens" (Schriften der historisch-statistischen Section der k. k. mähr.-schles. Gesellsch. des Ackerbaues etc. 1856, Bd. IX, S. 3—62) führt auf die richtige Quelle; es ist dies das Hradischer Kreisphysikus Dr. J. M. Winkler's ausführliche „Darstellung der Luhatschowitzer Mineralquellen in Mähren als Trink- und Bade-Heilanstalt in historischer, topographischer, physisch-chemischer etc. etc. Hinsicht". Brünn 1835, 211 Seiten. Hier sind Planiawa's Analysen zuerst veröffentlicht.

suchte auch alle Bestandtheile quantitativ zu bestimmen, was ihm zum grössten Theil sehr gut gelang. Mehrfach wendet er Methoden an, deren wir uns auch heute bedienen, anderseits solche, die Dank ihrer ausführlichen Wiedergabe eine Beurtheilung des Werthes der erhaltenen Resultate gestatten. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass Planiawa ein für seine Zeit wissenschaftlich hochgebildeter Mann, ein tüchtiger Chemiker und sehr geschickter Analytiker war.[1])

Ohne eine erschöpfende Wiedergabe und Kritik der Planiawaschen Arbeit hier einfügen zu wollen, sei es doch gestattet, derselben so viel zu entnehmen, um ein Bild über die Zusammensetzung der Vincenzquelle in zwei Zeitpunkten zu erhalten, zwischen denen die erhebliche Differenz von 62 Jahren liegt. Freilich will diese in dem Haushalte der Natur so gut wie nichts bedeuten, da man aber gerade bei der Frage über die wechselnde oder gleichmässige Zusammensetzung von Mineralquellen nicht oft Gelegenheit hat, selbst für solche Zeiträume Einblick zu erhalten, mag es gerechtfertigt erscheinen, auf die Sache näher einzugehen.

Der Gehalt an Chlor, Kohlensäure, Natrium, Calcium, Magnesium und Eisen war schon vorher bekannt, welche Elemente Planiawa neu entdeckte, wurde bereits oben angeführt. Er vermuthete auch die Anwesenheit von Phosphorsäure und Lithium und hat auch auf beide geprüft. Die angewandte Methode konnte ihn den geringen Phosphorsäuregehalt nicht erkennen lassen; zu wundern ist nur, dass dem scharfsichtigen Manne das Lithium entging.

Den Gehalt an freier Kohlensäure hat Planiawa damals nicht selbst ermittelt, sondern benützte er eine volumetrisch ausgeführte Bestimmung des Hradischer Kreisphysikus Dr. A. Carl.[2]) Die übrigen Bestimmungen sind in 10.000 Gran Wasser ausgeführt oder auf diese Menge umgerechnet, so dass die erhaltenen Werthe in Gran mit den unten angeführten, von uns ermittelten direct verglichen werden können.

Die Gesammtmenge der festen Bestandtheile hat er in der Weise abgeschieden, dass er das Wasser unter der Kochtemperatur eindampfte und den so erhaltenen Rückstand schmolz. Die 5—8 Minuten im Schmelzfluss erhaltenen Salze wogen nach dem Erkalten 65·70 Gran, in 10.000 Gewichtstheilen also 65·7 Theile. Aus unserer Analyse berechnet sich die Summe der festen Bestandtheile zu 68·785 Gewichtstheilen; man wird schon bei der alleinigen Berücksichtigung des Umstandes, dass Planiawa seine Salze 5—8 Minuten im Schmelzfluss erhielt, bei der Erhitzung auf so hohe Temperatur also gewiss Verluste erlitt, die Uebereinstimmung dieser Befunde als eine sehr befriedigende anerkennen können.

Chlor, Jod und Brom fällte er mit einem Ueberschuss von Silbernitrat in dem mit Salpetersäure etwas übersättigten Wasser. Das Gemenge

---

[1]) Er hat sich, nicht befriedigt von der mangelhaften Lösung einzelner analytischer Probleme, mit derlei Fragen fort beschäftigt, denn 1835 veröffentlichte er z. B. im dritten Bande der Baumgartner'schen Zeitschrift f. Physik und verwandte Wissenschaften, S. 116—117, eine Methode für die „vollkommene Scheidung des Broms und Jods aus ihren neben Chlorverbindungen bestehenden Verbindungen", welcher Methode er sich auch bei den weiteren Analysen bediente.

[2]) Später hat er selbst Bestimmungen ausgeführt.

von Chlor-, Jod- und Bromsilber wog nach dem Schmelzen 63·80 Gran. Eine zweite Probe von 5000 Gran Wasser gab 32·12 Gran, die diesmal nur scharf getrocknet wurden, im Mittel resultiren also 64·02 Gewichtstheile, während wir 64·76 Gewichtstheile fanden. Das Jodsilber trennte er vom Chlor- und Bromsilber mit Ammoniak und erhielt so 0·136 Gewichtstheile Jodsilber, entsprechend 0·073 Gewichtstheilen Jod, wogegen wir 0·062 Gewichtstheile fanden. Das Brom machte er nebst dem Jod in einer besonderen Wassermenge mittelst Chlor frei, nahm Jod und Brom mit Aether auf, wobei ihm nicht entging, dass auch eine erhebliche Menge Chlor in diesem enthalten war. Wir verzichten darauf, seine weiteren Versuche, das Bromsilber möglichst rein zu erhalten, anzuführen; er musste sich schliesslich mit einer „Schätzung" der Bromsilbermenge in dem Gesammtniederschlag neben Chlorsilber begnügen. Hierdurch ist natürlich auch die Chlorbestimmung unsicher geworden, da er die geschätzte Bromsilberbestimmung von der Gesammtmenge in Abzug bringen musste. Er nahm 0·1 Gran Bromsilber an (wie er selbst glaubt, eine zu geringe Menge) und es folgt aus den von uns gefundenen Daten, dass seine demnach ermittelte Chlormenge nur mit einem Fehler in der zweiten Decimale behaftet ist. Aus seinen ermittelten, bezüglich des Bromsilbers geschätzten Mengen, wobei er nur die 63·8 Gran berücksichtigt, ergeben sich:

Chlor	= 15·719	Gewichtstheile [1]),	wir	fanden	= 15·781	Gewichtstheile
Jod	= 0·073	„	„	„	= 0·062	„
Brom	= 0·043	„	„	„	= 0·182	„

Wenn wir die Unterschätzung des Bromsilbergehaltes berücksichtigen, so kann die Uebereinstimmung der gefundenen Chlormengen immer noch als eine sehr gute betrachtet werden, nicht minder die der gefundenen Jodmengen, wenn die von Planiawa angewendete Methode im Auge behalten wird.

Das Kali trennte er von dem durch Auslaugen (die hierbei angewendeten Vorsichtsmassregeln mögen im Original eingesehen werden) erhaltenen Gemenge von Natrium- und Kaliumcarbonat (dabei war natürlich auch die geringe Menge von Lithiumcarbonat) durch Platinchlorid und erhielt 8·40 Gran Kaliumplatinchlorid, entsprechend 1·622 Gewichtstheilen Kali, wogegen wir 1·560 Gewichtstheile fanden. Nach dem Schmelzen betrugen die Gemenge der Natrium-Kalium-(Lithium-) Verbindungen 58·50 Gewichtstheile. Zur Kenntniss der vorhandenen Menge an Natron kann man hier nur auf einem Umwege gelangen, indem das gefundene Kali als Chlorkalium berechnet, die nöthige Chlormenge von dem oben ausgewiesenen Chlor abgerechnet, der Rest, ebenso Jod und Brom an Natrium gebunden werden. Die Summe dieser Verbindungen abgezogen von dem gefundenen Rückstand gibt das restlich vorhandene Natriumcarbonat, aus welchem wieder Natron zu rechnen ist. Bei Vernachlässigung des Lithions resultiren:

[1]) Planiawa gibt etwas verschiedene Mengen an, weil er natürlich andere Aequivalentgewichte benützte. Bei allen Ueberrechnungen haben wir jene von Fresenius in seinem Handbuch der analytischen Chemie, 6. Auflage, gebrauchten angewendet.

Rückstand			58·500 Gewichtstheile
1·622 Gewichtstheile Kali entsprechen Chlorkalium			2·567 „
			55·933 Gewichtstheile
mit 1·220 Gewichtstheilen Chlor, wonach 14·499 Gewichtstheile Chlor erübrigen. Diese geben Chlornatrium . . .	23·917	Gewichtstheile	
0·073 Gewichtstheile Jod geben Jodnatrium . .	0·086	„	
0·043 Gewichtstheile *Br* geben Bromnatrium .	0·055	„	24·058 „
			31·875 Gewichtstheile

restliches kohlensaures Natrium.

Die Natriumverbindungen enthalten zusammen 31·378 Gewichtstheile Natron, wogegen wir 31·842 Gewichtstheile fanden. Hierbei ist zu berücksichtigen, dass das Salzgemenge im Kohlenfeuer geschmolzen und wiederholt gelöst worden war, um die geringen restlichen Mengen von Magnesia abzuscheiden. Hierdurch sind jedenfalls Verluste eingetreten. Anderseits ist es fraglich, ob die ganze Borsäuremenge durch das Eindampfen beseitigt worden war. Beim ersten Eindampfen des alkalischen Wassers mag ein Theil an die vorhandene Magnesia gebunden worden sein, dass der Rest bei den folgenden Eindampfungen ganz verflüchtigte, ist nicht wahrscheinlich. Unter den Gesammtumständen, unter welchen der Natrongehalt ermittelt wurde, muss er trotz der guten Uebereinstimmung bei einer strengen Vergleichung ausgeschlossen bleiben. Eisenoxydul fand er 0·061 Gewichtstheile, Manganoxydul gibt er 0·032 Gewichtstheile[1]), doch war dasselbe sicher nicht rein. Kalk, Baryt und Strontian trennte er nach der noch jetzt üblichen Methode durch Ueberführung in Nitrate, Scheidung durch Alkohol, Ueberführung des Strontium- und Bariumnitrates in die Chloride, welche neuerlich mit Alkohol getrennt wurden. Er fand in 40.000 Gran Wasser 25·55 Gran „kohlenstoffsäuerliches Calciumoxyd", was 3·577 Gewichtstheilen Calciumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser entspricht. Das Strontium hat er als Chlorid gewogen (in 40.000 Gran 0·24 Chlorstrontium), es entspricht seine gefundene Menge 0·039 Gewichtstheilen Strontiumoxyd. Ebenso wog er das Barium als Chlorid[2]) (in 40.000 Gran 0·30 Gran), entsprechend 0·055 Gewichtstheilen Bariumoxyd. Es sei hier zu bemerken erlaubt, dass er den mit Wasser extrahirten Rückstand aller Wahrscheinlichkeit nach nur mit verdünnter kalter Salzsäure auszog, wonach gewiss auch Baryt bei der Kieselsäure zurückblieb, mit ein Grund, weshalb er zu wenig Baryt und zu viel Kieselsäure fand, welch letztere er mit 0·480 Gewichtstheilen angibt.

Interessant ist die Magnesiabestimmung. Planiawa fällte diese mit phosphorsaurem Ammon, der geglühte Niederschlag wog 3·52 Gran (aus 40.000 Gran Wasser), er hielt ihn für saueres phosphorsaures

[1]) D. h. er wog aus 100.000 Gran Wasser 0·32 Gran „Manganoxyd", hatte aber aus verschiedenen Gründen 0·36 angenommen.

[2]) Da er bis zum Schmelzen erhitzte und das Chlorbarium sich hierbei zersetzte, so ist das erhaltene Resultat zu klein.

Magnesiumoxyd und berechnet daraus 0·1976 Gewichtstheile Magnesia. Eine zweite Bestimmung lieferte aus 10.000 Gran Wasser 0·85 Gran geglühten Niederschlag. Die 3·52 Gran geglühten Niederschlages waren aber pyrophosphorsaure Magnesia und entsprechen demnach 0·318, die 0·85 Gran 0·306 Gewichtstheilen Magnesia in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. Man wird wohl die zweite Bestimmung als die genauere ansehen dürfen, wodurch mit unserem Befunde, 0·292 Gewichtstheile, eine für die Magnesia sehr nahe Uebereinstimmung resultirt.

Bezüglich des qualitativen Nachweises des Fluors sagt er wörtlich Folgendes: „Der durch's Kochen aus dem Wasser gefällte Niederschlag wurde feingepulvert in einem reinen Silbertiegel mit Deutoxythionsäurehydrat übergossen und etwas erwärmt, nachdem man den Tiegel mit einem mit Kupferstechermasse überzogenen Uhrglase, in welchem ein Name einradirt war, vorher bedeckte. Nach einigen Minuten wurde Letzteres abgenommen und erst mit Wasser, dann aber die fettharzige Materie mit Aether abgewaschen, worauf sich fand, dass Hydrofluorinsäure vorhanden gewesen sei; denn der Name war sehr deutlich zu lesen, ja er war so tief, dass man mit einer Nadel in den Zügen herumfahren konnte, ohne auszugleiten. Dass nicht Schwefelsäure auf das Glas wirkte, hat ein Nachversuch gelehrt." Diese Reaction konnte nur ein bedeutender Fluorgehalt hervorrufen, den er auch mit 0·028 Gewichtstheilen quantitativ bestimmte. Die von ihm hierzu angewendete Methode konnte aber einen vorhandenen Fluorgehalt nicht ermitteln lassen, diese Bestimmung ist also ganz werthlos.

Wenn wir von der Kohlensäure absehen, welche sich aus dem Wasser durch Kochen austreiben lässt (nach Carl's Bestimmung und Planiawa's Berechnung 27·575 Gewichtstheile), so ergeben sich folgende gefundene Werthe in 10.000 Gewichtstheilen:

Chlor	=	15.719	Gewichtstheile
Brom	=	(0·043)	„
Jod	=	0·073	„
Kieselsäure	=	(0·480)	„
Kaliumoxyd	=	1·622	„
Natriumoxyd	=	(31·378)	„
Calciumoxyd	=	3·577	„
Strontiumoxyd	=	0·039	„
Bariumoxyd	=	(0·055)	„
Magnesiumoxyd	=	0·306	„
Eisenoxydul	=	0·061	„
Manganoxydul	=	(0·032)	„
Summa der festen Bestandtheile	=	(65·70)	„

Es sind hierbei jene Bestimmungen, die wenig verlässlich erscheinen oder nach den gewählten Methoden fehlerhafte Resultate angeben mussten, in Klammern gesetzt, jene des Fluors ist ganz ausgelassen, weil auf dem eingeschlagenen Wege Fluor kaum gefunden, geschweige denn quantitativ bestimmt werden konnte.

In Winkler's Werk ist dem chemischen Theile eine besondere Ausdehnung gegeben und nach einer historischen Einleitung (S. 72—76)

folgt die Planiawa'sche Untersuchung der vier Quellen, wohl von ihm selbst geschrieben (S. 76—126). Es werden die angewendeten Methoden geschildert, die erhaltenen Mengen der abgeschiedenen und gewogenen Verbindungen wohl schon alle auf 10.000 Gran bezogen, angegeben u. s. w.; es wäre also eine ähnliche kritische Behandlung, wie wir sie beim Vincenzbrunnen bereits durchgeführt, auch bei den anderen drei Wässern möglich. Leider hat er aber nun die Methode geändert, indem er nicht mehr in der bei der Analyse des Vincenzbrunnens angegebenen Weise die Summe der festen Bestandtheile u. s. w. bestimmte, sondern aus den Eindampfungsrückständen die in Wasser löslichen Salze auszog, in der wässerigen Lösung mittelst salpetersauren Barytes die Kohlensäure bestimmte und aus dieser den Gehalt an Natron berechnete, was ja selbstverständlich zu fehlerhaften Resultaten führen musste. Auch hat der Gang der Analysen noch manche Aenderungen erfahren, von denen man nicht immer behaupten kann, dass sie von Vortheil waren. Wir haben unter diesen Umständen darauf verzichtet, die gesammten Resultate dieser Analysen mit den von ihm verwendeten Aequivalentgewichten (er benützte nun schon die ihm zugänglichen neuesten Werthe) zurückzurechnen und begnügen uns mit einigen Mittheilungen.

Chlor, Brom und Jod trennte er nach seiner oben citirten Methode. Es würde uns zu weit führen, wollten wir diese an sich und für den speciellen Fall eingehend kritisiren, und bemerken nur, dass sie für die Chlorbestimmung sowohl negative als positive Fehler in sich schliesst, wonach einerseits der Chlorgehalt zu niedrig, anderseits zu hoch gefunden werden musste. Immerhin kann man die erhaltenen Werthe zu einem Vergleiche gebrauchen. Aus den angegebenen Chlorsilbermengen berechnen sich folgende für Chlor:

	Vincenzbrunnen	Amandbrunnen	Johannbrunnen	Louisenquelle
	in Gewichtstheilen			
Planiawa fand Chlor	15·719	18·547	23·498	26·214
wir fanden „	15·781	18·565	23·285	28·855

Eine grössere Differenz findet sich nur bei der Louisenquelle, aber aus Planiawa's Analyse geht hervor, dass die Quelle damals überhaupt ärmer an Bestandtheilen war. Dieser Umstand findet wohl darin seine Erklärung, dass zu jener Zeit die Quelle nicht oder nur ungenügend gefasst war; denn nach Winkler's Angaben erhielt sie im Herbste 1833[1]) das von ihm beschriebene gemauerte Behältniss. Früher[2]) sagt er aber: „Von der Louisenquelle in östlicher Richtung, 8 Schritte weiter aufwärts entfernt, am Fusse eines Weidenbaumes, wo man stets ein Poltern vernimmt, befindet sich eine schwache Säuerlingquelle, deren Wasser blos säuerlich, gar nicht salzig ist.“ Es scheint demnach nicht ausgeschlossen, dass die Louisenquelle damals bei ungenügender Fassung durch dieses salzarme Wasser etwas verdünnt wurde. Wenn nun auch die von Planiawa in den Wässern der Amand-, Johann- und Louisen-

[1]) a. a. O. S. 58, d. „Das im verflossenen Herbste“ bezieht sich auf das Jahr 1833; denn das Buch wurde im Jahre 1834 geschrieben oder vollendet.

[2]) S. 47, Anmerkung.

quelle gefundenen Mengen der von ihm erkannten Bestandtheile vielfach von den von uns ermittelten abweichen, so zeigt sich doch eine Uebereinstimmung in der Zunahme der Salze vom Vincenz- zum Louisenbrunnen hin, wobei sogar gewisse Eigenthümlichkeiten dort wie hier zum Ausdrucke kommen. Obwohl er die Magnesia bei den drei letzteren Analysen nach einer Methode bestimmte, welche keine entsprechenden Resultate geben konnte[1]), so ist doch auch jener Sprung im Magnesiagehalt ersichtlich, welcher zwischen den drei ersten Quellen und der Louisenquelle stattfindet, wenn er auch in Planiawa's Analysen von kleinerem Umfange ist als bei uns.

Wir verzichten auf die Wiedergabe weiterer Details, da Vergleiche leicht angestellt werden können, denn ist auch das Werk Winkler's heute schon schwer zugänglich, so sind ja Planiawa's Analysen in Sammelwerke übergegangen, die leicht eingesehen werden können. Allerdings enthalten diese nur die gruppirten Bestandtheile, nicht die gefundenen Mengen, aus welch letzteren erst die Elemente und Verbindungen berechnet werden müssten. Die meisten bei den letzten drei Analysen verwendeten Aequivalenzgewichte weichen aber nicht so erheblich von den jetzt üblichen ab, als dass bedeutendere Differenzen dadurch entstünden. Der wesentlichste Unterschied machte sich bei der Magnesia geltend, der aber bei den letzten drei Analysen ausfällt, weil er hier nicht mit phosphorsaurem Ammon fällte, sondern durch Eindampfen und Glühen Magnesiumoxyd (wie erwähnt in unzulässiger Weise) bestimmte.[2])

Im Jahre 1852, also fünfundzwanzig Jahre später, unternahm Dr. J. v. Ferstl die Analyse der vier Trinkquellen und veröffentlichte die Resultate in diesem Jahrbuche.[3]) Er entdeckte den Gehalt an Phosphorsäure, Lithium und Aluminiumoxyd, aber auch ihm entging die reichliche Menge an Borsäure, obwohl er eigens darauf prüfte, leider in einer Weise, welche die Auffindung unmöglich machte, indem er 10 Liter Mineralwasser mit einem Zusatz von kohlensaurem Natron concentrirte, jetzt aber filtrirte, mit Salzsäure ansäuerte, nun fast zur Trockene abdampfte, wieder filtrirte und neuerlich ansäuerte und erst jetzt auf Bor prüfte. Hätte er nach der ersten Concentration eine Flammenreaction ausgeführt, wäre ihm der Borsäuregehalt nicht entgangen; denn in wenigen Cubikcentimetern eingeengten Wassers lässt sie sich unzweifelhaft erkennen. Auch Ferstl hat die angewendeten Methoden und gefundenen Gewichtsmengen der abgeschiedenen Verbindungen u. s. w. wiedergegeben, allein nur die Mittelwerthe aus je vier Analysen, die er mit Wässern, welche zu verschiedenen Jahreszeiten geschöpft worden waren, ausgeführt hat. Es wäre gerade bei dem letzterwähnten Umstande wichtig gewesen, die Einzelresultate jeder der vier Analysen

---

[1]) Abgesehen davon, dass bei den bei der Kieselsäure zurückgebliebenen Basen die Magnesia schon hervorragend betheiligt gewesen sein dürfte.

[2]) Es sei hier zu bemerken gestattet, dass z. B. in E. Osann's physikalisch-medicinischer Darstellung der bekannten Heilquellen der vorzüglichsten Länder Europas, Berlin 1841, II. Auflage, 2. Theil, S. 135 unter den angeführten kohlensauren Salzen Bicarbonate zu verstehen sind.

[3]) Untersuchung der Luhatschowitzer Mineralquellen. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1853, S. 683—694.

ein und derselben Quelle wiederzugeben, weil uns jede Einsicht in die Differenzen der gefundenen Zusammensetzung der zu den verschiedenen Jahreszeiten geschöpften Wässer der gleichen Quelle fehlt. Ganz unmöglich ist es, sich ein Bild über die Zuverlässigkeit der gefundenen Werthe zu machen, da nirgends Angaben über die Wiederholung einzelner Bestimmungen bei einem und demselben Wasser von ein und derselben Entnahme gemacht werden. Bei der Ermittelung der Menge der fixen Bestandtheile führt er an, dass er zu verschiedenen Malen, im Ganzen 16 Bestimmungen ausführte, indem er eindampfte und bei 100° Celsius bis zum constanten Gewicht trocknete (soll heissen: bis zur geringen Veränderung desselben) und wog.

Er findet als Mittel dieser 16 Bestimmungen (also wohl vier bei jeder Quelle) in 1000 Gewichtstheilen als Summe der fixen Bestandtheile beim Vincenzbrunnen 7·141, beim Amandbrunnen 9·003, beim Johannbrunnen 10·675 und bei der Louisenquelle 11·126 Gewichtstheile, wobei Schwankungen bis zu 3, bei der Louisenquelle bis zu 5 Gewichtstheilen in tausend Gewichtstheilen Wasser beobachtet wurden, das sind also Differenzen von nahezu 50 Procent der Mittelwerthe! Es ist wohl anzunehmen, dass die Bestimmungen der fixen Bestandtheile von demselben Wasser, welches jeweilig auch zu den Analysen diente, gemacht wurden, und dass auch die hierbei gefundenen Werthe Differenzen ergaben, wenn sie auch nicht so gross waren wie bei den gefundenen Mengen der festen Bestandtheile, wo ja wechselnde Quantitäten doppelt- oder anderthalbfach kohlensaurer Alkalien mitgewogen wurden. Dann wäre es aber umso nothwendiger gewesen, die einzelnen Befunde mit genauer Angabe der Zeit und allgemeiner Witterungsverhältnisse, unter denen die Wasserentnahmen stattfanden, anzuführen und dann sorgfältig zu prüfen, ob diese vier verschiedenen Analysen wirklich zu einer „Durchschnittszusammensetzung" vereint werden durften. Es leuchtet aber sofort ein, dass die auf die angegebene Art und Weise gefundenen Mengen der festen Bestandtheile nicht direct vergleichbar sind mit den berechneten Summen der Analysenergebnisse, in denen die Alkalien als normale Carbonate (einfachkohlensaure Salze) eingesetzt wurden. Nun stimmen aber die Summen der gefundenen Mittelwerthe der festen Bestandtheile, deren Einzelbestimmungen unter sich so grosse Differenzen ergaben, mit den Summen der berechneten Verbindungen zwischen 0·012, 0·016, 0·171 und 1·280 Gewichtstheilen überein, welche auffallende Uebereinstimmung der beste Beweis ist, dass bei den Analysen zu hohe Werthe gefunden wurden, welche umsomehr zu hoch sein müssen als Ferstl der ganze, und zwar bedeutende Borsäuregehalt entgangen war und er die Borsäure durch Kohlensäure ersetzt hat.

Unter so bewandten Umständen erscheint es ebenso überflüssig als unmöglich, in eine weitere kritische Beurtheilung der quantitativen Analysen einzugehen und leisten wir auch Verzicht, dieselben hier wieder abzudrucken, da ja sowohl die Originalquelle leicht zugänglich ist und sie anderseits in bekannte Sammelwerke übergegangen sind.[1])

[1]) Hierbei möchten wir bemerken, dass in Hirschfeld und Pichler's „Die Bäder, Quellen und Curorte Europas" (Stuttgart 1875 und 1876, II, S. 46) die Analysen

Nur bezüglich des Fluorgehaltes möchten wir Einiges bemerken. Wir haben schon oben der auffallend starken Fluorreaction, welche Planiawa erhielt, gedacht. Auch v. Ferstl gibt an, dass er in dem durch anhaltendes Kochen erhaltenen Niederschlag Fluor fand. Sein Verfahren war folgendes: Der durch anhaltendes Kochen des Mineralwassers abgeschiedene Niederschlag wurde nach dem Auswaschen mit verdünnter Salzsäure ausgezogen, die salzsaure Lösung nun zur Trockene abgedampft, der Rückstand mit Salzsäure befeuchtet und in Wasser gelöst. Diese Lösung versetzte er mit Weinsäure und digerirte mit einem Ueberschuss von Ammoniak. Den jetzt erhaltenen geglühten Niederschlag hat er in bekannter Weise auf Fluor geprüft und eine Aetzung einer präparirten Glasplatte erhalten. Wir lassen es dahingestellt sein, ob es so überhaupt möglich war, Fluor nachzuweisen und bemerken nur, dass die angegebenen Mengen von Fluorcalcium, welche in den Wässern enthalten sein sollten, bedeutend geringer sind als sie von Planiawa angeführt werden.

Wir kommen nun zu den Resultaten der eigenen Untersuchungen und bemerken gleich Eingangs, dass die Analysen des Amand- und Johannbrunnens von C. v. John, jene des Vincenzbrunnens und der Louisenquelle von H. v. Foullon ausgeführt wurden.

Die qualitative Untersuchung aller vier Quellen ergab die gleichen Resultate. Wir fanden: Chlor, Brom, Jod, Kieselsäure, Borsäure, Phosphorsäure, Kohlensäure, Kalium, Natrium, Lithium, Calcium, Strontium, Baryum, Magnesium, Aluminium, Eisen, Mangan, Kupfer und Spuren von Titan, Zinn, Caesium und organischer Substanz.

Das von Planiawa und Ferstl angegebene Fluor konnten wir in den vier Quellen nicht wieder nachweisen. Wir haben hierbei nicht nur die entsprechenden Niederschläge, sondern auch die Filtrate wiederholt untersucht, da E. Ludwig und J. Mauthner bei der Untersuchung der Karlsbader Thermalquellen nachgewiesen haben, dass dort sogar die grössere Menge des Fluorgehaltes im löslichen Theile blieb.[1]) Wenn man das Mineralwasser abdampft, so scheiden sich selbstverständlich die Carbonate der Alkalien und alkalischen Erden u. s. w. ab. Hierbei dürften sich die Carbonate der alkalischen Erden nicht getrennt für sich ausscheiden, sondern es entstehen aller Wahrscheinlichkeit nach auch isomorphe Mischungen. Bei dem Aufnehmen mit Wasser werden die Alkalien gelöst und der gut ausgewaschene Rückstand wird nun mit kalter verdünnter Salzsäure extrahirt. Calcium- und Magnesiumcarbonat gehen hierbei, wenn sie einzeln als solche vorhanden sind, in Lösung, in isomorpher Mischung setzen sie aber der Zersetzung einen erheblichen Widerstand entgegen, welcher nur dann sehr gering wird,

irrthümlich v. Hauer zugeschrieben sind, während sie allerdings im Laboratorium der geolog. Reichsanstalt, aber von v. Ferstl unter seiner Verantwortung ausgeführt wurden.

[1]) E. Ludwig und J. Mauthner, Chemische Unsersuchung der Karlsbader Thermen. Mineralog. und petrogr. Mittheil. 1880, II, S. 269—310.

wenn eine bedeutendere Menge von kohlensaurem Eisenoxydul als dritter Bestandtheil hinzutritt, was hier nicht der Fall ist. Das sich ausscheidende Eisenoxyd löst sich wohl grösstentheils in der kalten verdünnten Salzsäure auf, ein kleinerer Theil wird aber von der Kieselsäuregallerte hartnäckig zurückgehalten. Der nach der Extraction bleibende Rückstand besteht, wie die wiederholte Untersuchung lehrte, wesentlich aus Kieselsäure, Magnesia, Kalk, Baryt (auf Strontian wurd nicht geprüft) und Eisenoxyd. Selbst durch längeres Erwärmen mit verdünnter Salzsäure lassen sich diese Beimengungen, namentlich das Eisenoxyd, nicht vollständig ausziehen. Der mit kalter verdünnter Salzsäure extrahirte Rückstand wird nun mit Kalium-Natriumcarbonat aufgeschlossen, die wässerige, fast neutrale Lösung wird von Kieselsäure befreit mit Chlorcalcium versetzt und der nach bekanntem Verfahren erhaltene Niederschlag mit Essigsäure und Wasser so lange ausgezogen, bis dessen Gewicht constant bleibt. Wir haben bei allen acht Versuchen stets einige Milligramme solchen Rückstandes, mit diesem aber niemals eine Fluorreaction erhalten. Der Niederschlag bestand aus Kieselsäure, die vollständig abzuscheiden nie vollständig gelang und enthielt, man kann wohl sagen Spuren von Kalk, Magnesia und Baryt. Der a priori wahrscheinliche Gehalt an Fluor müsste also höchst gering sein, da zu diesen Prüfungen wenigstens 10—15 Kilogramm Wasser verwendet wurden.

Bei den quantitativen Bestimmungen hielten wir uns zumeist an die von Bunsen angegebenen Methoden[1]), wählten aber zur Ermittlung des Gehaltes an Borsäure die directe Bestimmung derselben als Borfluorkalium. Es stellte sich nämlich bei den vorgenommenen Controlbestimmungen bald heraus, dass bei dem hohen Gehalt an Borsäure die durch die Marignac'sche indirecte Methode erhaltenen Resultate stark differirten und mit abnehmenden Quantitäten verwendeten Wassers wesentlich anstiegen. Konnten wir auch annehmen, dass beim Herabgehen auf kleine Wassermengen die Bestimmungen der wirklich vorhandenen Borsäuremengen sich richtig ermitteln lassen werden, so umgingen wir das Gefühl der Unsicherheit, das ja jede indirecte Methode zurücklässt, und wählten die directe Fällung des Bors als Borfluorkalium. Bei dem hohen Borgehalt ist die im Abdampfungsrückstand resultirende Fluornatriummenge nicht störend. Beim Aufnehmen mit der entsprechenden Lösung von essigsaurem Kalium erkennt man leicht den Zeitpunkt, in welchem die anderen Salze, insbesondere das schwerer lösliche Fluornatrium, entfernt sind. Der Niederschlag lässt sich aus der Platinschale sehr gut auf das Filter bringen und leicht auswaschen.

Die gewogene Verbindung hat ein sehr charakteristisches Aussehen und kann verhältnissmässig leicht auf ihre Reinheit, wenigstens auf die wahrscheinlichsten Verunreinigungen geprüft werden. Die Bestimmung lässt sich rasch ausführen, denn die mit überschüssiger Flusssäure u. s. w. versetzte Lösung dampft auf dem Wasserbade leicht vollständig ein, während bei dem Verfahren nach Marignac das

[1]) R. Bunsen, Anleitung zur Analyse der Aschen und Mineralwasser. Heidelberg 1887, II. Auflage.

Wegbringen der letzten kleinen Wassermengen auf dem Wasserbade fast unmöglich ist und wahrscheinlich bei Anwendung höherer Temperatur die Borsäureverluste sehr erheblich werden. Unlöslich ist übrigens das Borfluorkalium in der zwanzigprocentigen Kaliumacetatlösung durchaus nicht; denn, wenn man ersteres z. B. über Nacht mit letzterer in Berührung lässt, so fallen die Resultate wesentlich geringer aus.

So lieferten in einem solchen Falle 435·01 Gramm Wasser des Vincenzbrunnen 0·285 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 1·818 Gewichtstheilen Borsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser, während das Mittel zweier Bestimmungen, bei welchen das Borfluorkalium auf's Filter gebracht worden war, so bald die übrigen Salze gelöst waren, 2·578 Gewichtstheile beträgt. 419·25 Gramm Wasser der Louisenquelle gaben nach fünfstündiger Einwirkung der Kaliumacetatlösung 0·524 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 3·469 Gewichtstheilen Borsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser, während das Mittel der Bestimmungen, bei welchen das Borfluorkalium sogleich nach ersichtlicher Lösung der anderen Salze auf das Filter gebracht worden war, 3·639 Gewichtstheile ergab. Die Löslichkeit des Borfluorkaliums im Kaliumacetat geht auch daraus hervor, dass beim raschen Auswaschen durch Decantation in der Waschflüssigkeit, wenn der restliche Niederschlag schon rein ist, durch Chlorcalcium keine oder nur sehr schwache Fluorreaction entsteht, diese aber erheblicher wird, wenn man Niederschlag und Kaliumacetatlösung längere Zeit in Berührung lässt. Aus allen diesen Gründen können wir mit Sicherheit annehmen, dass die von uns ermittelten Borsäuremengen gegenüber den thatsächlich vorhandenen noch immer etwas zu niedrig sein dürften, wenn sie den letzteren auch sehr nahe stehen.

Das Jod wurde nach seiner Abscheidung mit unterschwefligsaurem Natrium, das Brom, nach vorheriger Trennung vom Jod, mit Chlorwasser titrirt. Einerseits hatten wir durch mehrere Vorbestimmungen den Bromgehalt genähert ermittelt, andererseits durch Bestimmungen des Jod- und Bromgehaltes zusammen noch eine Controle geübt.

Das Baryum haben wir unter den bekannten Vorsichtsmassregeln als Baryumsulphat ausgefällt. Da hierbei geringe Mengen von Strontium und Spuren von Calcium mitgerissen werden, so haben wir den Niederschlag der Sulphate mit Ammoniumcarbonat und Salzsäure behandelt, um reines Baryumsulphat zu erhalten.

Die geringen Mengen Phosphorsäure haben wir in der Weise bestimmt, dass wir das phosphormolybdänsaure Ammon nach dem Vertreiben der anderen Ammonsalze direct wogen. Bei zahlreichen Phosphorbestimmungen in Eisen haben wir uns seit Langem von der Brauchbarkeit dieser Methode überzeugt. Bei der Ausfällung des Eisen- und Aluminiumoxydes mit Ammon und nachheriger Trennung dieser mittelst Kaliumoxydlösung fand sich wohl die Hauptmenge der Phosphorsäure bei dem Aluminiumoxyd, ein geringerer Theil aber auch immer bei dem Eisenoxyd, so dass beide von Phosphorsäure getrennt werden mussten.

Im Nachfolgenden führen wir die Gewichte der aus den jeweilig verwendeten Wassermengen erhaltenen Verbindungen und deren Ueberrechnung auf 10.000 Gewichtstheile an:

Vincenzbrunnen.

Kaliumoxyd, Natriumoxyd, Lithiumoxyd. I. 151·054 Gr. Wasser gaben 0·9437 Gramm Chloride und 0·1232 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·0238 Gramm Kaliumoxyd, gleich 1·576 Gewichtstheile Kaliumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

II. 151·05 Gramm Wasser gaben 0·9441 Gramm Chloride und 0·1208 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·0233 Gramm Kaliumoxyd, gleich 1·543 Gewichtstheile in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. Demnach im Mittel **1·560** Kaliumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Lithiumoxyd. 11429·74 Gramm Wasser gaben 0·4260 Gramm Chloride. Aus den einzelnen Bestimmungen ergaben sich für die Gesammtmasse der Chloride 1·25956 Gramm Chlorsilber und 0·10604 Gramm Kaliumplatinchlorid, dementsprechend 0·24177 Gramm Lithiumchlorid, gleich **0·075** Gewichtstheile Lithiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Natriumoxyd. Es erübrigen aus den obigen Bestimmungen bei I. 0·4806 Gramm, bei II. 0·4812 Gramm Natriumoxyd, gleich **31·842** Gewichtstheile Natriumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Calcium-, Strontium-, Baryum- und Magnesiumoxyd. I. 2014·06 Gramm Wasser gaben 0·0402 Gramm Baryumsulphat, entsprechend 0·131 Gewichtstheilen Baryumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen, ferner 0·7293 Gramm Calciumoxyd, entsprechend 3·621 Gewichtstheilen Calciumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen und 0·0095 Gramm Strontiumoxyd, entsprechend 0·0472 Gewichtstheilen in 10.000.

II. 2014 Gramm Wasser gaben 0·0398 Gramm Baryumsulphat, entsprechend 0·130 Gewichtstheilen Baryumoxyd in 10.000, ferner 0·7326 Gramm Calciumoxyd, gleich 3·638 Gewichtstheilen Calciumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen und 0·0086 Gramm Strontiumoxyd entsprechend 0·043 Gewichtstheilen in 10.000. Im Mittel ergaben sich also **0·131** Gewichtstheile Baryumoxyd, **0·045** Gewichtstheile Strontiumoxyd und **3·630** Gewichtstheile Calciumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Magnesiumoxyd. Bei I. resultirten 0·1691 Gramm und bei II. 0·1573 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend im Mittel **0·292** Gewichtstheilen Magnesiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kieselsäure. 2014 Gramm Wasser gaben 0·0215 Gramm Kieselsäure, gleich **0·107** Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Aluminiumoxyd, Eisenoxydul, Manganoxydul und Phosphorsäure. 14182·004 Gramm Wasser gaben 0·0910 Gramm Eisenoxyd und 0·0089 Gramm phosphor-molybdänsaures Ammonium, ferner 0·0056 Gramm Aluminiumoxyd und 0·0233 phosphor-molybdänsaures Ammon. Das entspricht **0·058** Gewichtstheilen Eisenoxydul, **0·004** Gewichtstheilen Aluminiumoxyd und **0·00086** Gewichtstheilen Phosphorsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser, 0·0095 Gr. Mangan-

oxyduloxyd gleich **0·0062** Gewichtstheilen Manganoxydul in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Zur Controle. 2014 Gramm Wasser gaben 0·0126 Gramm Eisenoxyd, Aluminiumoxyd und Phosphorsäure.

6926·85 Gramm Wasser gaben 0·0162 Gramm phosphor-molybdänsaures Ammon, entsprechend 0·00089 Gewichtstheilen Phosphorsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kupferoxyd. 14.182 Gramm Wasser gaben 0·0035 Gramm Kupferoxyd, entsprechend **0·002** Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Chlor, Brom und Jod. I. 100·703 Gramm Wasser gaben 0·6467 Gramm Chlor-Jod-Bromsilber. II. 100 71 Gramm Wasser gaben 0·6485 Gramm Chlor-Jod-Bromsilber.

Jod. 2695·34 Gramm Wasser verbrauchten 2·45 Cubikcentimeter einer Lösung von unterschwefligsaurem Natrium, von welcher 1 Cubikcentimeter 0·00687 Gramm Jod entsprach.

3290·88 Gramm Wasser verbrauchten 2·95 Cubikcentimeter obiger Lösung, entsprechend 0·0617 und 0·0625, im Mittel **0·0621** Gewichtstheilen Jod in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Brom. 3290·88 Gramm Wasser verbrauchten nach der Abscheidung von Jod 29 Cubikcentimeter eines Chlorwassers, von welchem 1 Cubikcentimeter 0·00205 Gramm Brom entsprach, gleich 0·1805 Gewichtstheilen Brom in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

2718·97 Gramm Wasser, welches Jod und Brom enthielt, verbrauchten 30 Cubikcentimeter eines Chlorwassers, von dem 1 Cubikcentimeter 0·00202 Gramm Brom entsprach. Mit Berücksichtigung des oben angeführten Mittelwerthes für Jod erhält man 0·1835 Gewichtstheile Brom in 10.000 Gewichtstheilen Wasser, demnach im Mittel **0·182** Gewichtstheile Brom in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Chlor. Aus obigen Daten resultirt ein Mittelwerth von **15·781** Gewichtstheilen Chlor in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Borsäure. 818·883 Gramm Wasser gaben 0·7676 Gramm Borfluorkalium und 409·39 Gramm Wasser gaben 0·374 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 2·620 und 2·535, also im Mittel **2·578** Gewichtstheile Borsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kohlensäure. Die in 100 Cubikcentimetern an der Quelle vorgenommenen Kohlensäurebestimmungen ergaben 0·5980 und 0·6144 Gramm Kohlensäure. Mit Berücksichtigung des specifischen Gewichtes von 1·007 resultiren im Mittel **60·199** Gewichtstheile Kohlensäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Sulphatrückstand. 100·7 Gramm Wasser gaben 0·8620 Gramm entsprechend **85·6037** Gewichtstheilen Sulphatrückstand auf 10·000 Gewichtstheile Wasser berechnet.

Amandbrunnen.

Kalium-, Natrium-, Lithiumoxyd. I. 100·74 Gramm Wasser gaben 0·7256 Gramm Chloride und 0·0895 Gramm Kaliumplatinchlorid,

entsprechend 1·7156 Gewichtstheilen Kaliumoxyd in 10·000 Gewichtstheilen Wasser.

II. 100·74 Gramm Wasser gaben 0·7263 Chloride und 0·09 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 1·7252 Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. Im Mittel also **1·7204** Gewichtstheile Kaliumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Lithiumoxyd. 11.160·14 Gramm Wasser gaben 0·4321 Gramm Chloride. Aus den einzelnen Bestimmungen ergaben sich für die Gesammtmasse der Chloride 1·2988 Gramm Chlorsilber und 0·052 Gramm Kaliumplatinchlorid, dem entsprechend 0·271086 Gramm Lithiumchlorid, gleich **0·08591** Gewichtstheile Lithiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Natriumoxyd. Aus obigen Bestimmungen ergeben sich als Mittel für Natriumoxyd **36·6623** Gewichtstheile in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Calcium-, Strontium-, Baryum- und Magnesiumoxyd. I. 3021·26 Gramm Wasser gaben 0·0572 Gramm Baryumsulphat, entsprechend 0·1269 Gewichtstheilen Baryumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen, ferner 1·0815 Gramm Calciumoxyd, entsprechend 3·5785 Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser, ferner 0·013 Gramm Strontiumoxyd = 0·043 Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser und 0·232 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·2765 Gewichtstheilen Magnesiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

II. 2014·84 Gramm Wasser gaben 0·0369 Gramm Baryumsulphat, entsprechend 0·1203 Gewichtstheilen Baryumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen, ferner 0·7135 Gramm Calciumoxyd, entsprechend 3·5412 Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser, ferner 0·0085 Gramm Strontiumoxyd, gleich 0·0422 Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser und endlich 0·2843 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·2843 Gewichtstheilen Magnesiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Im Mittel ergeben sich also: **3·5599** Gewichtstheile Calciumoxyd, **0·2804** Gewichtstheile Magnesiumoxyd, **0·1236** Gewichtstheile Baryumoxyd und **0·0426** Gewichtstheile Strontiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kieselsäure. 3021·26 Gramm Wasser gaben 0·0352 Gramm Kieselsäure, gleich 0·1165 Gewichtstheilen Kieselsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. 2014·84 Wasser gaben 0·0239 Gramm Kieselsäure, entsprechend 0·1187 Gewichtstheilen Kieselsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. Im Mittel ergeben sich also **0·1176** Gewichtstheile Kieselsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Aluminiumoxyd, Eisenoxydul, Manganoxydul und Phosphorsäure. 14036·38 Gramm Wasser gaben 0·086 Gramm Eisenoxyd, 0·0067 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0195 Gramm phosphormolybdänsaures Ammon und 0·023 Gramm Manganoxyduloxyd. Dies ergibt 0·0551 Gewichtstheile Eisenoxydul, **0·0049** Gewichtstheile Aluminiumoxyd, **0·0152** Gewichtstheile Manganoxydul und **0·0005** Gewichtstheile Phosphorsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Eine zweite Bestimmung des Eisens ergab in 2014·84 Gramm Wasser 0·0125 Gramm Eisenoxyd, gleich 0·0558 Gewichtstheilen Eisenoxydul in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. Im Mittel sind also **0·0555** Gewichtstheile Eisenoxydul in 10.000 Gewichtstheilen Wasser enthalten.

Kupferoxyd. 14036·38 Gramm Wasser gaben 0·0027 Gramm Kupferoxyd, entsprechend **0·0019** Gewichtstheilen Kupferoxyd in 1000 Gewichtstheilen Wasser.

Chlor, Brom und Jod. I. 100·742 Gramm Wasser gaben 0·7633 Gramm Chlor-Jod-Bromsilber. II. 100·742 Gramm Wasser gaben 0·7625 Gramm Chlor-Jod-Bromsilber.

Jod. I. 2206·25 Gramm Wasser verbrauchten 2·3 Cubikcentimeter einer Lösung von unterschwefligsaurem Natrium, von welcher 1 Cubikcentimeter 0·006751 Gramm Jod entsprach.

II. 3417·67 Gramm Wasser verbrauchten 3·5 Cubikcentimeter obiger Lösung. Aus diesen beiden Bestimmungen ergeben sich 0·07037 und 0·06914 Gewichtstheile, im Mittel also **0·0698** Gewichtstheile Jod in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Brom. I. 3417·67 Gramm Wasser verbrauchten nach der Abscheidung von Jod 38 Cubikcentimeter eines Chlorwassers, von welchem 1 Cubikcentimeter 0·00205 Gramm Brom entsprach, gleich 0·2275 Gewichtstheilen Brom in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

II. 2713 Gramm Wasser, welches Jod und Brom enthielt, verbrauchten 37 Cubikcentimer obigen Chlorwassers. Mit Rücksicht auf den oben angeführten Mittelwerth für Jod erhält man 0·2252 Gewichtstheile Brom in 10.000 Gewichtstheilen, demnach im Mittel **0·2264** Gewichtstheile Brom in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Chlor. Aus obigen Daten resultirt ein Mittelwerth von **18·5651** Gewichtstheilen Chlor in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Borsäure. 850.264 Gramm Wasser ergaben 0·809 Gramm Borfluorkalium und 425.132 Gramm Wasser gaben 0·415 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 2·6402 und 2·7088, also im Mittel **2·6745** Gewichtstheile Borsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kohlensäure. Die in 100 Cubikcentimetern an der Quelle mit Chlorbaryum gefällte Kohlensäure brauchte 64·68 und 64·30 Cubikcentimeter einer Salzsäurelösung, von welcher 1 Cubikcentimeter 0·010245 Gramm Kohlensäure entsprach. Daraus berechnet sich der Gehalt an Kohlensäure zu 65·7766 und 65·3902 Gewichtstheilen, also im Mittel zu **65·5834** Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Sulphatrückstand. 100 74 Gramm Wasser gaben 0·9743 Gramm, entsprechend **96·7123** Gewichtstheilen Sulphatrückstand in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Johannbrunnen.

Kalium-, Natrium-, Lithiumoxyd. I. 100·94 Gramm Wasser gaben 0·892 Gramm Chloride und 0·0885 Gramm Kaliumplatinchlorid,

entsprechend 1·6931 Gewichtstheilen Kaliumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

II. 100·94 Gramm Wasser gaben 0·897 Gramm Chloride, 0·0863 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 1·651 Gewichtstheilen Kaliumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. Im Mittel also **1·672** Gewichtstheile Kaliumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Lithiumoxyd. 6056·4 Gramm Wasser gaben 0·4685 Gramm Chloride. Aus den einzelnen Bestimmungen ergaben sich für die Gesammtmasse der Chloride 1·3146 Gramm Chlorsilber und 0·243 Gramm Kaliumplatinchlorid. Dem entsprechend 0·22256 Gramm Lithiumchlorid, gleich **0·1299** Gewichtstheilen Lithiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Natriumoxyd. Aus obigen Bestimmungen ergeben sich als Mittel **45·4209** Gewichtstheile Natriumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Calcium-, Strontium-, Baryum und Magnesiumoxyd. I. 2765·76 Gramm Wasser ergaben 1·089 Gramm Calciumoxyd, 0·0114 Gramm Strontiumoxyd und 0·2378 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 3·9161 Gewichtstheilen Calciumoxyd, 0·0412 Gewichtstheilen Strontiumoxyd und 0·3097 Gewichtstheilen Magnesiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. II. 2751·62 Gramm Wasser gaben 1·0778 Gramm Calciumoxyd und 0·2285 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 3·9374 Gewichtstheilen Calciumoxyd und 0·2991 Gewichtstheilen Magnesiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. III. 2580·83 Gramm Wasser gaben 0·0255 Gramm, 1358·65 Gramm Wasser 0·016 Gramm Baryumsulphat, entsprechend 0·0649 und 0·0773 Gewichtstheilen Baryumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. IV. 1358·65 Gramm Wasser gaben 0·0055 Gramm Strantiumoxyd, gleich 0·0405 Gewichtstheilen Strontiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Im Mittel ergaben sich also **3·9268** Gewichtstheile Calciumoxyd, **0·0711** Gewichtstheile Baryumoxyd, **0·0409** Gewichtstheile Strontiumoxyd und **0·304** Gewichtstheile Magnesiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kieselsäure. 16715·66 Gramm Wasser gaben 0·089 Gramm Kieselsäure, gleich **0·0532** Gewichtstheile in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Aluminiumoxyd, Eisenoxydul, Manganoxydul und Phosphorsäure. I. 16715·66 Gramm Wasser gaben 0·106 Gramm Eisenoxyd, 0·0074 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0085 Gramm phosphormolybdänsaures Ammon und 0·012 Gramm Manganoxyduloxyd. Diese ergaben 0·0571 Gewichtstheile Eisenoxydul, **0·0044** Gewichtstheile Aluminiumoxyd, **0·0067** Gewichtstheile Manganoxydul und **0·0002** Gewichtstheile Phosphorsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. II. 2751·62 Gramm Wasser gaben 0·0175 Gramm Eisenoxyd, entsprechend **0·0572** Gewichtstheilen Eisenoxydul in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kupferoxyd. 16715·66 Gramm Wasser gaben 0·0006 Gramm Kupferoxyd, entsprechend **0·0004** Gewichtstheilen Kupferoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Chlor, Brom, Jod. I. 100·94 Gramm Wasser gaben 0·9615 Gramm, II. 100·94 Gramm Wasser 0·9605 Gramm Chlor-Jod-Bromsilber.

Jod. I. 3105·0 Gramm Wasser verbrauchten 4·0 Cubikcentimeter einer Lösung von unterschwefligsaurem Natrium, von welcher ein Cubikcentimeter 0·00663 Gramm Jod entsprach. II. 2662·0 Gramm Wasser brauchten 3·35 Cubikcentimeter obiger Lösung. Aus diesen beiden Bestimmungen ergeben sich 0·0854 Gewichtstheile und 0·0834 Gewichtstheile, im Mittel also **0·844** Gewichtstheile Jod in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Brom. I. 3105·0 Gramm Wasser verbrauchten nach der Abscheidung von Jod 58 Cubikcentimeter eines Chlorwassers, von welchem 1 Cubikcentimeter 0·00205 Gramm Brom entsprach. II. 2662·0 Gramm Wasser verbrauchten 48·7 Cubikcentimeter desselben Chlorwassers. Daraus ergeben sich 0·3825 Gewichtstheile und 0·3745 Gewichtstheile, im Mittel also **0·3785** Gewichtstheile Brom in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Chlor. Aus obigen Daten resultirt ein Mittelwerth von **23·2851** Gewichtstheilen Chlor in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Borsäure. I. und II. 835·78 Gramm Wasser gaben 1·002 Gramm und 828·72 Gramm Wasser 1·015 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 3·3265 und 3·3985 Gewichtstheilen, im Mittel also **3·3625** Gewichtstheile Borsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kohlensäure. Die in 100 Cubikcentimeter an der Quelle mit Chlorbaryum gefällte Kohlensäure brauchte 70·15 und 71·21 Cubikcentimeter einer Salzsäurelösung, von welcher 1 Cubikcentimeter 0·010245 Gramm Kohlensäure entsprach. Daraus berechnet sich der Gehalt an Kohlensäure zu 71·1994 und 72·2752 Gewichtstheilen, also im Mittel zu **71·7373** Gewichtstheilen Kohlensäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Sulphatrückstand. 100·94 Gramm Wasser gaben 1·1815 Gramm, entsprechend **117·0497** Gewichtstheilen Sulphatrückstand in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Louisenquelle.

Kaliumoxyd, Natriumoxyd, Lithiumoxyd. I. 101·1 Gramm Wasser gaben 1·0212 Gramm Chloride und 0·0839 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 1·616 Gewichtstheilen Kaliumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

II. 101·1 Gramm Wasser gaben 1·0181 Gramm Chloride und 0·0823 Gramm Kaliumplatinchlorid, gleich 1·5727 Gewichtstheilen Kaliumoxyd, im Mittel **1·595** Gewichtstheile Kaliumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Lithiumoxyd. 10110·0 Gramm Wasser gaben 0·4550 Gramm Chloride. Aus den einzelnen Bestimmungen ergaben sich für die Gesammtmenge der Chloride 1·4352 Gramm Chlorsilber; Kalium und

Magnesiumchlorid waren nicht vorhanden. Es berechnet sich für 10.000 Gewichtstheile Wasser der Gehalt an Lithiumchlorid zu 0·370 Gewichtstheilen, entsprechend **0·131** Gewichtstheilen Lithiumoxyd.

Natriumoxyd. Aus den obigen Bestimmungen ergeben sich 0·52625 und 0·5249 Gramm Natriumoxyd, im Mittel **51·986** Gewichtstheile Natriumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Calcium-, Baryum-, Strontium- und Magnesiumoxyd. I. 1515·75 Gramm Wasser gaben 0·0072 Gramm Baryumsulphat, entsprechend 0·0312 Gewichtstheilen Baryumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser; ferner 0·5414 Gramm Calciumoxyd; entsprechend 3·5718 Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser und 0·0052 Gramm Strontiumoxyd, entsprechend 0·0343 Gewichtstheilen Strontiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

II. 1343·965 Gramm Wasser gaben 0·0071 Gramm Baryumsulphat, entsprechend 0·03465 Gewichtstheilen Baryumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser; ferner 0·4819 Gramm Calciumoxyd, entsprechend 3·5856 Gewichtstheilen Calciumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser und 0·0049 Gramm Strontiumoxyd, entsprechend 0·0365 Gewichtstheilen Strontiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Im Mittel **0·033** Gewichtstheile Baryumoxyd, **3·579** Gewichtstheile Calciumoxyd und **0·035** Gewichtstheile Strontiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Magnesiumoxyd. 2022·0 Gramm Wasser gaben 0·4664 und 1344·63 Gramm Wasser 0·3148 Gramm pyrophosphorsaure Magnesia, entsprechend 0·831 und 0·843 Gewichtstheilen, im Mittel **0·837** Gewichtstheilen Magnesiumoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kieselsäure. 1516·5 Gramm Wasser gaben 0·023 Gramm Kieselsäure, 2022·08 Gramm Wasser gaben 0·0307 Gramm Kieselsäure, entsprechend 0·1518 und 0·1520, im Mittel **0·152** Gewichtstheile Kieselsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Aluminiumoxyd, Eisenoxydul, Manganoxydul und Phosphorsäure. 16295·1 Gramm Wasser gaben 0·1240 Gramm Eisenoxyd, entsprechend **0·068** Gewichtstheilen Eisenoxydul in 10.000 Gewichtstheilen Wasser, 0·0024 Gramm Aluminiumoxyd, entsprechend **0·001** Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser, ferner 0·0072 Gramm Manganoxyduloxyd, entsprechend **0·004** Gewichtstheilen Manganoxydul in 10.000 Gewichtstheilen Wasser und 0·006 Gramm (beim Eisenoxyd), 0·0074 Gramm (bei der Thonerde), zusammen 0·0134 Gramm phosphor-molybdänsaures Ammon, entsprechend 0·0003 Gewichtstheilen Phosphorsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

8389·17 Gramm Wasser gaben 0·010 Gramm phosphor-molybdänsaures Ammon, entsprechend 0·00046 Gewichtstheilen, im Mittel **0·0004** Gewichtstheile Phosphorsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Zur Controle. 1515·75 Gramm Wasser gaben 0·0117 Gramm, entsprechend 0·0772 Gewichtstheilen Eisenoxyd, Aluminiumoxyd und Phosphorsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kupferoxyd. 16295·1 Gramm Wasser gaben 0·0018 Gramm Kupferoxyd, entsprechend **0·0011** Gewichtstheilen Kupferoxyd in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Chlor, Brom und Jod. 101·038 Gramm gaben 1·1728 Gramm und 1·1722 Gramm Chlor-Jod-Bromsilber.

Jod. I. 2713·375 Gramm Wasser verbrauchten 4·2 Cubikcentimeter einer Lösung von unterschwefligsaurem Natrium, von welcher 1 Cubikcentimeter = 0·006873 Gramm Jod war.

II. 2516·45 Gramm Wasser verbrauchten 3·9 Cubikcentimeter obiger Lösung, entsprechend bei I. 0·1064, bei II. 0·1065, im Mittel **0·106** Gewichtstheile Jod in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Brom. I. 2680·54 Gramm Wasser verbrauchten nach Abscheidung des Jods 47 Cubikcentimeter eines Chlorwassers, von dem 1 Cubikcentimeter = 0·00203 Gramm Brom war, entsprechend 0·355 Gewichtstheilen Brom in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

II. 1994·49 Gramm Wasser, das noch Jod und Brom enthielt, verbrauchten 40 Cubikcentimeter, und 2694·47 Gramm Jod und Brom enthaltenden Wassers verbrauchten 55 Cubikcentimeter Chlorwasser. 1 Cubikcentimeter = 0·00207 Gramm Brom. Diese entsprechen 0·3485 und 0·3559 Gewichtstheilen, im Mittel **0·353** Gewichtstheilen Brom in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Chlor. Aus obigen Daten resultirt ein Mittelwerth von **28·855** Gewichtstheilen Chlor in 10 000 Gewichtstheilen Wasser.

Borsäure. 419·41 Gramm Wasser gaben 0·5442 Gramm, und 419·67 Gramm Wasser gaben 0·5563 Gramm Borfluorkalium, entsprechend 3·601 und 3·678, im Mittel **3·639** Gewichtstheile Borsäure in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Kohlensäure. Je 100 Cubikcentimeter Wasser gaben 0·8071 und 0·8107 Gramm Kohlensäure, demnach mit Berücksichtigung des specifischen Gewichtes **79·695** Gewichtstheile Kohlensäure im Mittel in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

Sulphatrückstand. 101·1 Gramm Wasser gaben 1·3500 Gramm Sulphatrückstand, entsprechend **133·531** Gewichtstheilen in 10.000 Gewichtstheilen Wasser.

In den nachfolgenden drei Tabellen sind die gefundenen Mittelwerthe und die gruppirten Bestandtheile der vier Quellen zusammengestellt. In diesen Tabellen sind die berechneten Werthe auf drei Decimalstellen abgerundet. Im Allgemeinen ist dies auch bei den gefundenen Mengen geschehen, nur in jenen Fällen, wo solche erst in der vierten Decimalstelle erscheinen, sind diese gegeben, einerseits um sie überhaupt anführen, anderseits um auch den Werth einer solchen Bestimmung beurtheilen zu können, der natürlich ein geringerer sein muss.

Die gefundenen Mittelwerthe für 10.000 Gewichtstheile in den Wässern der einzelnen Quellen sind folgende.

	Vincenz-brunnen	Amand-brunnen	Johann-brunnen	Louisen-quelle
Chlor	15·781	18·565	23·285	28·855
Brom	0·182	0·226	0·379	0·353
Jod	0·062	0·070	0·084	0·106
Kieselsäureanhydrid	0·107	0·118	0·053	0·152
Borsäureanhydrid	2·578	2·675	3·363	3·639
Phosphorsäureanhydrid	0·0009	0·0005	0·0002	0·0004
Kohlensäureanhydrid	60·199	65·583	71·737	79·695
Kaliumoxyd	1·560	1·720	1·672	1·595
Natriumoxyd	31·842	36·662	45·421	51·986
Lithiumoxyd	0·075	0·086	0·130	0·131
Calciumoxyd	3·630	3·560	3·927	3·579
Strontiumoxyd	0 045	0·043	0·041	0·035
Baryumoxyd	0·131	0·124	0·071	0·033
Magnesiumoxyd	0·292	0·280	0·304	0·837
Eisenoxydul	0·058	0·056	0·057	0·068
Manganoxydul	0·006	0·015	0·007	0·004
Aluminiumoxyd	0·004	0·005	0·004	0·001
Kupferoxyd	0 002	0·002	0·0004	0·001
Spuren von Zinn, Titan, Caesium und organischer Substanz in allen vier Quellen.				
Sulphatrückstand, gefunden	85·604	96·712	117·050	133·531
„ berechnet	86·197	97·372	118·286	133·961
Specifisches Gewicht	1·007	1·0074	1·0094	1·011

Die sauren und basischen Bestandtheile, zu Salzen gruppirt.

a) Die kohlensauren Salze als normale Carbonate berechnet:

	Vincenz-brunnen	Amand-brunnen	Johann-brunnen	Louisen-quelle
Chlorkalium	2·469	2·723	2·646	2·532
Chlornatrium	24·098	28·491	36·339	45·614
Bromnatrium	0·234	0·291	0·488	0·455
Jodnatrium	0·073	0·083	0·099	0·125
Borsaures Natrium	3·721	3·861	4·854	5·253
Phosphorsaures Calcium	0·002	0·001	0·0004	0·001
Kohlensaures Natrium	30·462	34·602	41·832	44·641
„ Lithium	0·185	0·212	0·320	0·323
„ Calcium	6·480	6·356	7·013	6·390
„ Strontium	0·064	0·061	0·058	0·050
„ Baryum	0·168	0·160	0·091	0·042
„ Magnesium	0·613	0·588	0·638	1·758
„ Eisenoxydul	0·093	0·090	0·092	0·110
„ Manganoxydul	0·010	0·024	0·011	0·006
Aluminiumoxyd	0·004	0·005	0·004	0·001
Kupferoxyd	0·002	0·002	0·0004	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·107	0·118	0·053	0·152
Spuren von Zinn, Titan, Caesium und organischer Substanz in allen vier Quellen.				
Halbgebundene Kohlensäure	16·013	17·689	21·037	22·397
Freie „	28·173	30·205	29·663	34·899
Summe der festen Bestandtheile	68·785	77·668	94·539	107·454

Die sauren und basischen Bestandtheile, zu Salzen gruppirt.

b) Die kohlensauren Salze, als Bicarbonate berechnet:

	Vincenz-brunnen	Amand-brunnen	Johann-brunnen	Louisen-quelle
Chlorkalium	2·469	2·723	2·646	2·532
Chlornatrium	24·098	28·491	36·339	45·614
Bromnatrium	0·234	0·291	0·488	0·455
Jodnatrium	0·073	0·083	0·099	0·125
Borsaures Natrium	3·721	3·861	4·854	5 253
Phosphorsaures Calcium	0·002	0·001	0·0004	0 001
Natrium-Bicarbonat	43·097	48·950	59·183	63·158
Lithium „	0·295	0·338	0·510	0·515
Calcium „	9·331	9·153	10·099	9·202
Strontium „	0·083	0·079	0·075	0·065
Baryum „	0·206	0·196	0·111	0·051
Magnesium „	0·934	0·896	0·972	2·679
Eisen „	0·129	0·124	0·127	0·152
Mangan „	0·013	0 033	0·015	0·009
Aluminiumoxyd	0·004	0·005	0·004	0·001
Kupferoxyd	0·002	0·002	0·0004	0·001
Kieselsäureanhydrid	0·107	0·118	0·053	0·152
Spuren von Zinn, Titan, Caesium und organische Substanz in allen vier Quellen.				
Freie Kohlensäure	28·173	30·205	29·663	34·899

Die in den Quellschächten aufsteigenden Gase haben folgende Zusammensetzung:

	Vincenzbrunnen	Amandbrunnen	Johannbrunnen	Louisenquelle
		Procente		
Stickstoff . . . =	0·44	1·63	8·27	0·06
Kohlensäure . . =	98·97	96·69	75·49	99·86
Grubengas . . =	0·59	1·68	16·24	0·08

Die Gase wurden in zwei ungleich grossen Partien aufgefangen, von denen die eine bei etwaigem hohen Kohlensäuregehalt, der ja zu erwarten war, die nöthige Menge kohlensäurefreien Rückstandes liefern sollte, um auch diesen der Analyse unterziehen zu können.

Es zeigte sich hierbei, dass die innerhalb eines kurzen Zeitraumes aufgefangenen Gase (innerhalb einer Stunde) nicht die ganz gleiche Zusammensetzung haben; am deutlichsten nachzuweisen war dies beim Johannbrunnen. Die kleine Gaspartie gab bei drei Bestimmungen 76·38, 76·35 und 76·33% Kohlensäure, aus der grossen lieferten zwei Proben nur 75·40 und 75·59% Kohlensäure, es sind dies Differenzen, welche über die Beobachtungsfehler hinausgehen.

Die qualitativ gleich zusammengesetzten Gase enthalten keine nachweisbare Spur Sauerstoff, zeigen sehr verschiedenen Kohlensäuregehalt, aber auch das Verhältniss von Stickstoff zum Grubengas ist ein schwankendes; denn 100 Volum. dieses Gemenges enthalten beim Vincenzbrunnen 57·70 Volum., beim Amandbrunnen 50·83 Volum.; beim Johannbrunnen 66·24 Volum. und bei der Louisenquelle 53·84 Volum. Grubengas neben Stickstoff.

Die Zusammensetzung der mitaufsteigenden Gase kann nicht ganz ohne Einfluss auf den Gehalt an „freier Kohlensäure" sein, was auch in unseren Analysen zum Ausdrucke zu kommen scheint. Der Vincenz- und Johannbrunnen enthalten etwas weniger freie Kohlensäure, als die beiden anderen. Dass der Johannbrunnen einen etwas höheren Kohlensäuregehalt aufweist als der Vincenzbrunnen, trotzdem sein Quellengas einen so viel geringeren Gehalt an jener besitzt, mag auf seine niedrigere Temperatur bei der Entnahme des Wassers und der gleichzeitig vorgenommenen Kohlensäurebestimmung zurückzuführen sein.[1]) Beim Amandbrunnen ist für den höheren Gehalt wohl die grosse aufsteigende Gasmenge von Einfluss.

Es sei nun gestattet, bezüglich der Resultate der Wasser-Analysen einige Bemerkungen anzufügen.

Vor Allem betrifft dies den gefundenen Gehalt von Kupfer und die Spuren von Zinn. Bei dem Vincenzbrunnen sind die Absperrvorrichtungen und Zuleitungsapparate in der Füllvertiefung zum Theil aus Bronze ausgeführt. Der selbstthätige Ausfluss der Louisenquelle erfolgt über eine kurze Rinne aus Kupferblech. Obwohl nun von Seite der Curinspection für eine minutiöse Reinhaltung aller Apparate u. s. w. stets gesorgt wird, könnte doch die Annahme platzgreifen, als ob die beiden genannten Elemente (bezüglich der Louisenquelle des Kupfers) durch Einwirkung der Wässer auf die genannten Bestandtheile in die Quellen gelangten. Nachdem aber beim Amand- und Johannbrunnen solche Metalltheile fehlen, so muss wohl angenommen werden, dass Kupfer und minimale Mengen von Zinn den Quellen schon in der Tiefe beigemengt werden, was bei der immer mehr bekannt werdenden Verbreitung der Schwermetalle in den verschiedensten Theilen der Erdrinde nicht Wunder nehmen kann. Die Wassermengen, welche wir zur Bestimmung des Kupfers und Zinns verwendeten, haben wir in Porzellangefässen eingedampft.

Das überraschendste Resultat der Analysen liefert der verhältnissmässig hohe Gehalt an Borsäure. Es sind ausser den toscanischen und einer californischen Quelle[2]) keine anderen bekannt, die nur annähernd so viel Borsäure enthalten würden, als die von uns analysirten.[3]) Freilich dürfen wir hierbei nicht unberücksichtigt lassen, dass vielleicht die wenigsten Quellen auf Borsäure geprüft wurden. Neuere Untersuchungen zeigen sie auch häufig als Bestandtheil und verweisen wir beispielsweise nur auf E. Ludwig's Analysen bosnischer Mineral-

---

[1]) Es mag hier bemerkt werden, dass sich das Wasser des Johannbrunnen beim Stehen in nicht ganz gasdicht verschlossenen Flaschen gegenüber den anderen Wässern etwas verschieden verhält. Während in den letzteren sich Carbonate in sehr kleinen Kryställchen am Boden ablagern, schiessen beim Johannbrunnen solche von über 1 Millimeter Durchmesser an den Wänden und am Boden der Flaschen an.

[2]) Siehe J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd. I, S. 489.

[3]) Nach den Analysen von Husemann enthalten die Luciusquelle und Emeritaquelle von Tarasp 1·722 und 1·763 Gewichtstheile borsaures Natrium in 10.000 Gewichtstheilen Wasser. (Aus Hirschfeld und Pichler's „Die Bäder, Quellen und Curorte Europas." Bd. II, S. 487.) Sie dürften im Borsäuregehalt den Luhatschowitzer Quellen am nächsten kommen. Nach M. Ballo enthält die Salvatorquelle bei Eperies 0·969 Gewichtstheile borsaures Natrium, in 10.000 Theilen Wasser (Badeprospect).

quellen[1]), wo von zehn analysirten Wässern fünf Borsäure enthalten. Diese Thatsache wird erklärlicher, wenn wir die Verbreitung des Bors auf der Erdoberfläche berücksichtigen. Die wenigen borhaltigen Minerale, welche wir kennen, haben allerdings ein beschränktes Vorkommen, allein auf einem Umwege gelangen wir zu der Erkenntniss, dass das Bor ein sehr verbreitetes Element sein muss; denn G. Baumert[2]), unabhängig von diesem M. Ripper und P. Soltsien, haben ja den Nachweis geliefert, dass das Bor sich in sehr vielen Weinen, in den Weinstöcken und im Laub nachweisen lässt und wahrscheinlich ein normaler Bestandtheil aller Weine ist, in welche es aus dem Boden gelangt. Nachdem auf den verschiedensten Bodenarten der Weinstock gepflanzt wird, so muss die Verbreitung des Bors auch eine sehr grosse sein, wenn auch der Nachweis desselben im Boden selbst oft schwierig, ja wenigstens derzeit unmöglich ist.

Wir haben oben bereits bemerkt, dass Planiawa das Lithium nicht auffand, erst v. Ferstl hat es nachgewiesen und quantitativ bestimmt. Er fand erhebliche Mengen von „phosphorsaurem Natronlithion", aus dem er Chlorlithion abschied, was offenbar mit bedeutenden Verlusten geschah, denn die erhaltenen Mengen sind sehr klein.

Es schien uns von Interesse, die von uns bestimmten Lithiummengen der Luhatschowitzer mit anderen Lithium hältigen Quellen zu vergleichen, wobei wir natürlich von dem Lithium selbst ausgehen mussten, das ja bald als Chlorlithium, bald als Lithiumcarbonat auftritt.[3]) Es würden demnach in 10.000 Theilen Wasser folgende Mengen Lithium vorhanden sein:

	Gramm Lithium
Teplitz, Sandbadquelle nach Ficinus 1·983 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·376
Salzflirsch in Preussen, Bonifaciusbrunnen nach Fresenius und Will 2·182 Gramm Chlorlithium, entsprechend . .	0·361
Kreuznach, Elisenquelle nach Löwig 0·798 Gramm Chlorlithium, entsprechend	0·132
Elster in Sachsen, Gasquelle, nach Fleschig 0·678 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·129
Nauheim, Friedrich-Wilhelmsquelle, nach Will 0·536 Gramm Chlorlithium, entsprechend	0·089
Felsö-Alap, nach Molnar 0·496 Gramm Chlorlithium, entsprechend	0·082
Radein in Steiermark, nach Mitteregger 0·412 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend . . . . . (Nach Henn 0·179 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend 0·034 Gramm Lithium.)	0·078

[1]) E. Ludwig, Die Mineralquellen Bosniens. Mineralog.-petrogr.. Mitth. 1889, Bd. X. S. 403—443.

[2]) G. Baumert, Zur Frage des normalen Vorkommens der Borsäure im Weine. Berichte der deutschen chem. Gesellschaft. 1888, 21. Jahrg., S. 3290—3252. Dort sind auch die Mittheilungen von M. Rippert und P. Soltsien citirt.

[3]) Wir benützen die von Hirschfeld und Pichler in „Die Bäder, Quellen und Curorte Europas", abgedruckten Analysen, welche wir, wenn die Angaben anders lauten, auf 10.000 Gewichtstheile umrechneten und abrundeten.

	Gramm Lithium
Gleichenberg, Klaussenquelle nach Holger 0·359 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend . . . . . (Eine spätere Analyse der Klaussenquelle von Gottlieb gibt kein Lithium an. In den anderen Quellen von Gleichenberg ist der Gehalt an Lithium weit geringer angegeben.)	0·068
Luhatschowitz, Johannbrunnen und Louisenquelle, nach v. John und v. Foullon 0·320 und 0·323 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·061
Montemayor y Beyar, Spanien nach Moreno 0·194 Gramm Lithiumoxyd, entsprechend	0·051
Szczawnica, Galizien, Angelikaquelle nach Stopczanski 0·262 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·049
Kissingen, Schönbornsprudel nach Heckenlauer 0·249 Gr. Chlorlithium, entsprechend	0·041
Luhatschowitz, Amandquelle nach v. John 0·212 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·040
Szliacs, nach Hauch, 0·208 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·039
Homburg, Elisabethbrunnen nach Fresenius 0·216 Gramm Chlorlithium, entsprechend	0·036
Luhatschowitz, Vincenzbrunnen nach v. Foullon 0·185 Gr. Lithiumcarbonat, entsprechend	0·035
Kissingen, Rakoczy nach Liebig 0·200 Gramm Chlorlithium, entsprechend	0·033
Eisenkappel, Carinthiaquelle II nach Mitteregger 0·170 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·032
— Carinthiaquelle I nach Mitteregger 0·149 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·028
Eperies, Salvatorquelle nach Balló[1]) 0·228 Gramm doppeltkohlensaures Lithium, entsprechend	0·027
Rosheim, Elsass, nach Coze, Persoz 0·110 Gramm Lithiumcarbonat, entsprechend	0·021
Tobelbad bei Graz nach Redtenbacher 0·140 Gramm Lithiumsulphat, entsprechend	0·021
u. s. w.	

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, dass Luhatschowitz mit dem Johannbrunnen und der Louisenquelle einen sehr hervorragenden Platz unter den Lithium hältigen Quellen einnimmt, aber auch noch mit dem Amand- und Vincenzbrunnen weit vorne steht.

Am Schlusse seiner Abhandlung über das Mineralwasser von Apatovac in Croatien hat E. Ludwig eine vergleichende Zusammenstellung des Gehaltes an Natriumbicarbonat und Chlornatrium solcher

[1]) Nach dem von der Badeverwaltung ausgesandten Prospect.

Quellen gegeben, die daran besonders reich sind.[1]) Wir wollen uns hier erlauben, diese Zusammenstellung nach den Ergebnissen der oben gegebenen Analysen zu rectificiren.

In der hier folgenden Tabelle haben wir nur kohlensaures Natrium (normales Salz), nicht Bicarbonat eingesetzt, weil in dem Hirschfeld-Pichler'schen Sammelwerk meist nur solches angegeben wird und wir von einer Ueberrechnung absehen zu sollen glaubten. Erweitert haben wir die Tabelle durch Hinzufügung der Quelle Nr. 18 von Essentuk (nach Schmidt), zweier Quellen von Ems (nach Fresenius) und zweier von Szczawnica (nach Stopczanski).

Es enthalten in 10.000 Gewichtstheilen Wasser:

	Natrium-carbonat	Chlor-natrium	Beide zusammen
	Gewichtstheile		
Szczawnica, Magdalenenquelle	59·694	46·157	105·851
Luhatschowitz, Louisenquelle	44·641	45·614	90·255
Szczawnica, Helenenquelle	50·533	34·221	84·754
Essentuk, Nr. 18	45·156	38·192	83·348
Luhatschowitz, Johannbrunnen	41·832	36·339	78·171
Szczawnica, Josephinenquelle	46·088	31·315	77·403
Apatovac	29·709	34·270	63·979
Luhatschowitz, Amandbrunnen	34·602	28·491	63·093
Szczawnica, Angelikaquelle	43·238	19·636	62·874
Luhatschowitz, Vincenzbrunnen	30·462	24·098	54·560
Szczawnica, Stephanquelle	30·315	19·665	49·980
Gleichenberg, Constantinquelle	25·119	18·510	43·629
Radein	30 645	6·528	37·173
Ems, Fürstenbrunnen	14·397	9·840	24·237
„ Kesselbrunnen	13·987	10·118	24·105
„ Kränchen[2])	13·342	9·224	22·566
Selters	8·739	23·346	32·085

Sind die Quellen schon deshalb nicht direct miteinander vergleichbar, weil die Mengen an Natriumcarbonat und Chlornatrium bei den einzelnen Quellen in verschiedenen Verhältnissen stehen (weshalb wir auch die Summen aus beiden hinzugefügt haben), so werden sie es noch weniger dadurch, dass namentlich bei den Luhatschowitzer Quellen

[1]) E. Ludwig, Chemische Untersuchung des alkalisch-muriatischen Säuerlings von Apatovac in Croatien. Mineralog.-petrogr. Mittheilung. 1882, Bd. IV, S. 519—530. Die Zusammenstellung findet sich S. 530. Die dort bei den Luhatschowitzer Trinkquellen angegebenen Mengen von Chlornatrium sind jenen gleich, welche Ferstl fand; stark weichen von Ferstl's Angaben aber die Mengen an Natriumbicarbonat ab, die in Ludwig's Tabelle gegeben werden, denn es müssten nach Ferstl folgende Werthe angeführt werden: Vincenzquelle 42·823 Gewichtstheile, Amandbrunnen 65·603 Gewichtstheile, Johannbrunnen 83·620 und Louisenquelle 79·529 Gewichtstheile, während Ludwig in derselben Reihenfolge der Quellen: 42·864, 66·403, 34·952 und 67·644 Gewichtstheile gibt. Es ist kein Citat vorhanden, aus dem zu ersehen wäre, von wo diese Angaben herrühren; sie beruhen vielleicht auf einem Rechnungsfehler.

[2]) Die hier gegebenen Werthe sind überrechnet aus der Zusammenstellung von Hirschfeld und Pichler, nach Fresenius mit 19·320 Gewichtstheilen Natriumcarbonat und dem oben ersichtlichen Chlornatrium. Die von Ludwig a. a. O. gegebenen weichen etwas ab: Natriumbicarbonat 19·790, Chlornatrium 9·831.

beträchtlichere Mengen Natriums durch andere Elemente gebunden werden. Man müsste vielleicht, so wie wir es bei dem Lithiumgehalt gethan haben, direct auf Natrium zurückgehen, um bessere Vergleiche zu ermöglichen. Beispielsweise ist der berechnete Natriumgehalt der Magdalenenquelle gleich 44·203 Gewichtstheilen, jener der Louisenquelle aus der bei der Analyse gefundenen Menge an Chlornatrium, respective Natriumoxyd gleich 38·588 Gewichtstheilen, wodurch diese beiden stärksten alkalisch-muriatischen Säuerlinge Europas noch näher aneinander rücken. Bezüglich des Lithium- und Borsäuregehaltes haben wir uns bereits oben ausgesprochen und brauchen nur hinzuzufügen, dass die Luhatschowitzer Quellen nur von Radein im Jodgehalt (der nach Mitteregger hier höher ist als der Bromgehalt) übertroffen werden, während alle anderen in obiger Tabelle enthaltenen Quellen, soweit sie überhaupt Jod und Brom führen, im Gehalt an diesen stark zurückbleiben.

Aus der oben kritisch wiedergegebenen Analyse des Vincenzbrunnen Planiawas können wir mit Sicherheit annehmen, dass sich die Zusammensetzung dieser Quelle in dem Zeitraume von 62 Jahren nicht geändert hat. Ist ein solcher Schluss bezüglich der anderen drei Trinkquellen auch nicht direct ableitbar, so wird man für den Amand- und Johannbrunnen dennoch das Gleiche annehmen dürfen. Bezüglich der Louisenquelle ist aber eine Zunahme der Summe der festen Bestandtheile in einem gleichmässigen Verhältnisse der einzelnen Gemengtheile wahrzunehmen, welcher Umstand auf die bessere Fassung der Quelle zurückgeführt werden darf.

Bevor wir schliessen, mag die Frage aufgeworfen werden, woher denn die Luhotschowitzer Mineralquellen kommen, woher sie ihren reichen Salzgehalt nehmen.

Wenn Quellen mit einer hohen Temperatur an der Erdoberfläche austreten, so sind wir wohl zu dem Schlusse berechtigt, dass sie aus grosser Tiefe kommen; die Wässer bleiben also verhältnissmässig lange mit den sie umgebenden Gesteinen in Berührung, ihre hohe Temperatur und der bedeutende Druck, unter dem sie bei obiger Voraussetzung stehen, wird zersetzend wirken, wobei immer eine gewisse Menge von Verbindungen in Lösung gehen werden. Die Temperaturerhöhung von Wässern kann aber auch durch chemische Processe hervorgerufen sein, wobei aber ebenfalls die Aufnahme verschiedener Stoffe in das Wasser aus jenen Schichten, in welchen solche chemische Umsetzungen vor sich gehen, erfolgen wird.

Die Luhatschowitzer Quellen treten, wie man sicher annehmen kann, mit einer Temperatur zu Tage, die von der mittleren Jahrestemperatur nur wenig abweicht, denn die beobachteten Differenzen finden in der Beeinflussung der Wärmeverhältnisse, welche in den Quellschächten durch die jeweilige Jahreszeit u. s. w. hervorgerufen wird, eine genügende Erklärung. Dieser Umstand ist wohl kein zwingender Grund, ein Hervorquellen aus grossen Tiefen völlig auszuschliessen

denn es können leicht Verhältnisse gedacht werden, welche eine Abkühlung vor dem uns sichtbaren Austritte der Quellen auf die mittlere Jahrestemperatur bewirkten. Immerhin sind hierzu Annahmen erforderlich, für die sich hier keine Anhaltspunkte ergaben, wornach wir schliessen dürfen, dass die Wässer ihren Gehalt an Salzen in geringen Tiefen aufnehmen.

Die einfachste Voraussetzung gipfelt in einer Auslaugung jener Schichten, aus welchen die Wässer austreten. In erster Linie ist dies der Luhatschowitzer Sandstein. Allein dieser besteht weit vorwiegend aus Quarz, etwas Feldspath, wenig Muscovit und selten auftretenden Mineralen, welche keinesfalls alle Bestandtheile der Wässer liefern könnten, geschweige denn in den vorhandenen Mengen. Proben von der kleinen Kamena enthalten noch Reste rhomboedischer Carbonate; wo solche dolomitische Gemenge im Sandstein enthalten waren, mögen sie durch Wasser gelöst und die vielfach zu beobachtende lockere Beschaffenheit des Sandsteines kann dadurch bewirkt worden sein. Die eingeschalteten thonigen Schichten enthalten zwar Salze, aber sie sind aller Wahrscheinlichkeit nach von dem Mineralwasser in den Thon gekommen, denn die thonigen Zwischenmittel sind ihrer Masse nach so geringfügig, dass sie unmöglich als Salzquelle der Wässer betrachtet werden können.

Unwillkürlich denkt man bei karpathischen, Salz führenden Quellen an die dort vorkommenden grossen Salzlager. Aber schon abgesehen davon, dass die letzteren geologisch jünger sind als jene Formationsglieder, aus welchen die Quellen treten, und für die Annahme gewaltig überstürzter Lagerungen, welche eine Bedeckung dieser jüngeren Glieder durch die älteren vermuthen liessen, irgend welche Gründe fehlen, haben ja die zu Tage tretenden Quellen eine andere Zusammensetzung als die gewöhnlichen Salzsoolen. Die chemische Zusammensetzung unserer Mineralquellen ähnelt am meisten den Wässern gewisser Natronseen, in ersteren fehlen aber die Sulphate ganz, dafür tritt ein Borsäuregehalt auf, welcher sonst den Boraxseen zukommt. Mit letzteren sind meist Exhalationen von Schwefelwasserstoff und dadurch bedingte Schwefelablagerungen in Verbindung. Unseren Quellen fehlt jede Spur von Schwefelwasserstoff, was um so merkwürdiger ist, als kaum mehr als einen halben Kilometer (Luftlinie) nordöstlich von dem Vincenzbrunnen in der Kamena neben der Strasse eine kleine Schwefelquelle zu Tage tritt und eine sehr mächtige solche, nach freundlicher Mittheilung des Herrn Bergrathes C. Paul, nördlich von Pradlisko, 4—5 Kilometer nördlich vom Vincenzbrunnen. Fast gewohnheitsmässig bringt man Mineralquellen mit Eruptiverscheinungen in Verbindung. 8—9 Kilometer Süd bis Südostsüd zeigen sich die ersten Andesite der Banower Gegend im weiteren Sinne. Es sprechen keinerlei Umstände für irgend welchen geologischen Zusammenhang zwischen diesem Eruptivgebiete und unseren Quellen; nach der gütigen Mittheilung des Herrn Bergrathes C. Paul, welcher die Gegend eingehend studirte, nimmt man keine Störungen, Bruchlinien und dergl. in und um Luhatschowitz wahr. Unter der Annahme eines solchen Zusammenhanges wäre ja auch wohl vorauszusetzen, dass die vier Quellen, deren zwei entferntesten in der Luftlinie nur ungefähr $^3/_4$ Kilometer von einander liegen, gleiche oder doch sehr

ähnliche Zusammensetzung haben, was ja bekanntlich durchaus nicht der Fall ist und in welchen wechselnden Stärkeverhältnissen der Trinkquellen mit ein Vorzug des Bades liegt. Die Verschiedenheit des Gehaltes an Salzen ist keinesfalls auf eine Verdünnung der stärksten Quelle durch Süsswasser zurückführbar, was ein Blick auf die Analysenresultate sofort lehrt. Ebenso zeigen die mitaufsteigenden Gase quantitativ verschiedene Zusammensetzungen.

Es erscheint uns am wahrscheinlichsten, dass unter dem Luhatschowitzer Sandstein oder in ihm Lager eingeschaltet sind, welche nach der Verdunstung solcher Wässer zurückblieben, wie wir sie ähnlich heute in Natronseen finden, und dass nach den Temperaturen, mit welchen die Quellen austreten, diese Lager nicht sehr tief liegen können. Dadurch finden freilich die reichen Gasexhalationen keine genügende Erklärung.

Viel weiter, als Planiawa vor 62 Jahren war, sind wir damit auch heute nicht gekommen, denn seiner Ansicht nach müssen in der Nähe der Quellen Ablagerungen vorkommen, welche die in den Mineralquellen nachgewiesenen Stoffe enthalten.

Unzweifelhaft haben sich seit 62 Jahren die Verhältnisse nicht geändert, die Zusammensetzung der Wässer ist die gleiche geblieben; das ist für das Bad Luhatschowitz, welches sich in so erfreulicher Weise stetig fortentwickelt, das Wichtigste.

Beiträge zur Kenntniss der Klausschichten in den Nordalpen.

Von **Edmund Jüssen.**

Mit einer lithographirten Tafel (Nr. II).

Der Umstand, dass in den Nordalpen fossilreiche Schichten jurassischen Alters verhältnissmässig selten beobachtet worden sind, lässt die überaus reichen Fossilfunde, welche Prof. Neumayr im Jahre 1886 in der nächsten Umgebung von Waidhofen an der Ybbs gemacht, als einen besonders interessanten und werthvollen Beitrag zur Kenntniss der Juraablagerungen in den Nordalpen erscheinen.

Nicht nur wurde das faunistische Bild dieser Ablagerungen durch Beibringung manch interessanter Details wesentlich vervollständigt, sondern es wurde auch der Beweis geliefert, dass in dem von Lipold auf der geologischen Specialkarte südöstlich von Waidhofen verzeichneten Complexe ausser dem Liasfleckenmergel noch höhere Horizonte des Jura vertreten seien.

Prof. Neumayr konnte die folgenden fünf Horizonte unterscheiden[1]):

Einen untersten, aus schwarzgrauen, ausschliesslich Brachiopoden und Bivalven führenden Kalken bestehenden, dem unteren Lias angehörigen Horizont, die sogenannten Grestener Schichten, mit folgenden Fossilien:

Rhynchonella austriaca Suess.
Modiola Sturi Tietze.
Pecten texturatus Münst.
Pinna cf. Hartmanni Zieten.

Einen zweiten, durch dunkelgraue, etwas mergelige Kalke repräsentirten Horizont, der eine fast nur aus Ammoniten bestehende Fauna birgt und dem unteren Theil des Bathonien, der Zone des *Cosmoceras ferrugineum* in alpiner Entwicklung, den Klausschichten entspricht.

[1]) Neumayr, Die Juraablagerungen von Waidhofen an der Ybbs. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1886, pag. 349.

Ihm sind neben einigen vermuthlich neuen Arten, folgende Fossilien eigen:

Phylloceras Kudernatschi Hauer.
„ *disputabile Zitt.*
„ *flabellatum Neum.*
„ *mediterraneum Neum.*
Lytoceras Adeloides Kudernatsch.
Oppelia fusca Quenst.
Haploceras psilodiscus Schloenb.
Stephanoceras rectelobatum Hauer.
„ *Ymir Opp.*
Parkinsonia contraria d'Orb.
Perisphinctes procerus Seeb.
„ *aurigerus Opp.*
„ *Wagneri Opp.*

Dem dritten Horizont, der in Form von lichtgrünlich-grauen, kurzklüftigen Kalken entwickelt ist, ist ein Gemisch von Arten der Acanthicusschichten mit solchen des unteren Tithon eigen:

Phylloceras ptychoicum Quenst.
„ *ptychostoma Benecke.*
„ *mediterraneum Neum.*
Lytoceras montanum Opp.
„ *quadrisulcatum d'Orb.*
Haploceras Stazyczii Zeusch.
Oppelia Holbeini Opp.
Aptychus lamellosus Voltz.
Perisphinctes cf. colubrinus Rein.
„ *cf. plebejus Neum.*
„ *geron Zitt.*
„ *cf. acer Neum.*
Aspidoceras acanthicum Opp.
Terebratula triangulus Cat.
Rhynchonella capillata Zitt.

Der vierte Horizont besteht aus weissen Kalken, die sehr an den Stramberger Kalk erinnern und Fossilien tithonischen Alters führen, die jedoch nicht mit Sicherheit zu erkennen geben, ob sie dem unteren oder oberen Tithon angehören, wenn auch das letztere wahrscheinlicher ist. Ihre Namen folgen:

Lytoceras ind.
Haploceras elimatum Opp.
Perisphinctes cf. scruposus Opp.
Aptychus punctatus Voltz.
Terebratula janitor Pict.
Rhynchonella capillata Zitt.
Placunopsis ind.

Ein fünfter Horizont endlich wird durch das Vorkommen einer *Gryphaea* angedeutet, doch ist eine genaue Bestimmung weder der Art, noch ihrer geologischen Stellung möglich.

Da die in Rede stehenden Fossilien, mit Ausnahme der den Grestener Schichten eigenthümlichen, nicht im anstehenden Gestein, sondern in losen Blöcken gefunden wurden, schien mir bei deren Bearbeitung, welche Prof. Neumayr mir freundlichst überliess, vor Allem die Feststellung der Schichtfolge in der Natur sehr erwünscht und unternahm ich Anfangs März zu diesem Behufe mehrere Touren in das fragliche Terrain.

Durch die dort gesammelten Beobachtungen gelang es mir, einen klaren Einblick in den Bau dieser Ablagerungen zu gewinnen, die einen jener Züge jurassischen Alters bilden, welche wir an der Nordgrenze der Kalkalpen so zahlreich entwickelt finden.

Die an dem Aufbau dieses Complexes sich betheiligenden Klausschichten einer genauen stratigraphischen wie paläontologischen Auseinandersetzung zu unterziehen, bildet die Aufgabe der folgenden Zeilen. Ich hoffe auf die Besprechung der anderen hier vertretenen Horizonte bei einer nächsten Gelegenheit zurückzukommen.

A. Stratigraphische Bemerkungen.

Am rechten Ufer der Ybbs, oberhalb des Städtchens Waidhofen in den nordöstlichen Voralpen, kommen in der Tiefe des zu beiden Seiten von mächtigen diluvialen Schotterbänken eingesäumten Flussbettes einige annähernd senkrecht stehende Bänke eines lichten Kalkes zum Vorschein.

Es sind dies die ersten Spuren der hier in Rede stehenden Ablagerungen, die einige hundert Schritte südöstlich von diesem Punkt, auf der linken Thalseite der Ybbs, in dem nordwestlichen Ausläufer des Zeller Arzberges ihre Hauptentwicklung erlangen. Gegen Norden werden sie durch ein kleines, zwischen den Gehöften der Bauern Brandl und Neudegg entspringendes, nordwestlich streichendes Thälchen begrenzt, das nach einem Verlauf von einigen tausend Metern in das Hauptthal der Ybbs mündet.

Die südliche Begrenzung bildet eine seichte, bei dem auf der Höhe gelegenen Gehöfte des Bauern Rottenbichel ausstreichende Erosionsfurche.

Die Ostwest-Erstreckung des ganzen Zuges lässt sich in Folge der dürftigen Aufschlüsse nicht genau ermitteln, doch dürfte eine in der Mitte zwischen den Gehöften Brandl und Rottenbichel gezogene Linie die Ost-, das rechte Ufer der Ybbs die Westgrenze mit einem ziemlichen Grad von Genauigkeit bezeichnen.

Die Basis der ganzen Ablagerungen, welche in dem erstgenannten Thälchen aufgeschlossen ist, bildet schwarzgrauer, Brachiopoden und Bivalven führender Kalk, eine Ablagerung aus dem unteren Theil des Lias in der Ausbildungsart, welche man als Grestener Schichten zu bezeichnen pflegt; gesammelt wurde in denselben ausser den schon von Prof. Neumayr namhaft gemachten Fossilien:

Spirifer Haueri Suess.
Terebratula Grestenensis Suess.
Waldheimia Grossulus Suess.
Rhynchonella Sirinniae Tietze.
Pleurotomaria sp.
Homomya sp.
Pleuromya sp.

Auf den Grestener Schichten ruht ein recht mächtiger Complex von grünlichgrauen Liasfleckenmergeln, deren Hangendes aschgraue, stellenweise lauchgrüngefleckte, etwas erdige Ammonitenkalke, die sogenannten Klausschichten, bilden; sie sind auf dem vom Gehöfte Rottenbichel in's Hauptthal führenden Wege aufgeschlossen. Diese Kalke schliessen nach oben mit einer kaum zwei Meter mächtigen Bank eines rothen Crinoidenkalkes gegen die darüber lagernden lichten oberjurassischen Aptychenkalke ab, welche eine Mächtigkeit von beiläufig hundert Metern besitzen und ihrerseits von einer ziemlich mächtigen Scholle von Wiener Sandstein überlagert werden. Weiter gegen Süden folgt wieder Liasfleckenmergel. Sämmtliche Schichten von den Grestener Schichten bis zum Wiener Sandstein liegen conform übereinander, streichen Ostwest und fallen unter 85° nach Süden ein. Die in den nordöstlichen Voralpen an so vielen Stellen beobachtete Discordanz zwischen den Schichten des oberen und unteren Jura liess sich hier nicht constatiren, wohl aber eine Bruchlinie zwischen dem Wiener Sandstein und den gegen Süden folgenden, Ostwest streichenden, 80° nach Nord einfallenden Liasfleckenmergeln, an welcher der ganze Complex in die Tiefe gesunken ist.

Obwohl die Fossilien, welche Prof. Neumayr als den Klausschichten eigenthümlich anführt[1]), wie schon früher erwähnt, nicht in dem anstehenden Gestein, sondern in Blöcken, in dem kleinen, den soeben besprochenen Juracomplex gegen Norden begrenzenden Thälchen gefunden wurden, so müssen doch die über den Liasfleckenmergeln liegenden und von lichten Aptychenkalken überlagerten aschgrauen Ammonitenkalke als Lager derselben betrachtet werden. Das Gestein stimmt petrographisch vollkommen mit den in dem Thälchen gefundenen Blöcken überein und gelang es in demselben *Stephanoceras rectelobatum Hauer* aufzufinden, eine Form, welche auch in den Blöcken vorkommt.

Da diese Ammonitenkalke, welche typische Vertreter der Klausschichten und die vergesellschafteten neuen Thierreste enthalten, zwischen Liasfleckenmergeln, die den oberen Lias vertreten dürften, und den lichten Aptychenkalken mit *Aspidoceras acanthicum* eingeschlossen sind, so gewähren ihre Lagerungsverhältnisse bezüglich des Alters nur wenig Aufschluss, indem sie den oberen Lias als die untere und das untere Kimmeridgien als die obere Grenze erweisen. Die paläontologischen Befunde dagegen gestatten eine etwas präcisere Parallelisirung mit den jurassischen Ablagerungen anderer Gegenden. Die betreffende Fauna besteht nach den neuen, von mir durchgeführten Bestimmungen aus folgenden Gliedern:

[1]) l. c. pag 349.

Phylloceras Kudernatschi Hauer.
„ *flabellatum Neum.*
„ *disputabile Zitt.*
„ *mediterraneum Neum.*
Lytoceras Eudesianum d'Orb.
Oppelia fusca Quenst.
Haploceras psilodiscus Schloenb.
Stephanoceras Ymir Opp.
„ *rectelobatum Hauer.*
Parkinsonia contraria d'Orb.
Perisphinctes Wagneri Opp.
„ *procerus Seeb.*
„ *Ybbsensis n. sp.*
„ *mosquensis Fish.*
„ *seminudus n. sp.*
„ *obliqueradiatus n. sp.*
Discohelix sp.

Vergleicht man die in dieser Liste aufgezählten Fossilien mit denen aus anderen Ablagerungen, so findet man, dass sieben derselben auch ausserhalb der Alpen vorkommen, und zwar:

Oppelia fusca Quenst.
Haploceras psilodiscus Schloenb.
Parkinsonia contraria d'Orb.
Perisphinctes Wagneri Opp.
„ *procerus Seeb.*

in dem Bathonien, *Perisphinctes mosquensis Fish.* in dem mittleren Callovien, *Lytoceras Eudesianum d'Orb.* in dem Bajocien.

Drei Arten sind der Localität eigenthümlich:

Perisphinctes Ybbsensis n. sp.
„ *seminudus n. sp.*
„ *obliqueradiatus n. sp.*

Von diesen drei letztgenannten Arten ist *Perisphinctes Ybbsensis n. sp.* sehr nahe mit *Perisphinctes tenuiplicatus Brauns* aus dem Bathonien verwandt, *Perisphinctes seminudus n. sp.* besitzt seinen nächsten Verwandten in *Perisphinctes cobra Waag.* aus dem Callovien, von dem er sich nur durch früher glatt werdende Umgänge unterscheidet. Die dritte Form *Perisphinctes obliqueradiatus n. sp.* zeigt grosse Aehnlichkeit mit *Perisphinctes obliqueplicatus Waag.* aus dem Oxfordien, von dem sie nur durch die gedrängtere Stellung der Rippen abweicht. Sieben Arten endlich finden sich in den alpinen Klausschichten (Kalke der Klausalpe, Schichten von Swinitza, Posidonomyenkalke Südtirols, rothe Crinoidenkalke der karpathischen Klippenzone) wieder:

Phylloceras Kudernatschi Hauer.
„ *flabellatum Neum.*
„ *disputabile Zitt.*
„ *mediterraneum Neum.*

Oppelia fusca Quenst.
Stephanoceras rectelobatum Hauer.
„ *Ymir Opp.*

Als Zittel im Jahre 1868 in seinen paläontologischen Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den Alpen den Synchronismus der Kalke des Brielthales mit den Klausschichten nachwies, und die innige Verbindung, welche zwischen der Zone des *Am. Parkinsoni* des Bathoniens und den Macrocephalenschichten besteht, betonte, suchte Neumayr in einer Studie über die Macrocephalenschichten die Unhaltbarkeit der Ansicht, dass diese Horizonte in den Alpen ein untrennbares Ganzes bilden, darzuthun.

Er meinte, dass das Urtheil über das Verhältniss der Klausschichten zu den Kalken des Brielthales dahin gehen muss, dass wir es in ihnen mit Gebilden verschiedenen Alters zu thun haben, welche jedoch einige gemeinsame Arten besitzen.[1])

Seither gemachte Erfahrungen bekräftigten die Ansicht Zittel's und es hat jetzt so ziemlich allgemein die Ansicht platzgegriffen, dass in den Klausschichten verschiedene Horizonte vertreten sind; am häufigsten tritt die Zone der *Oppelia fusca* des Bathoniens auf, aber auch die Zone des *Stephanoceras macrocephalum* ist in solcher Ausbildungsweise bekannt. Dass mit dem Bathonien auch die nächst tiefere Stufe, die Zone des *Cosmoceras Parkinsoni*, in inniger Verbindung steht, lassen zahlreiche Beispiele erkennen; ich erinnere nur an die Angaben von Bachmann über die Schichten von Oberblegisee in den Glarner Alpen, wo aus einer blos 1 Fuss mächtigen Schichte zahlreiche Versteinerungen stammen, welche ausserhalb der Alpen theils im Bathonien, theils in den Parkinsonischichten vorkommen.

Ein Blick auf die oben aufgezählten Fossilien überzeugt uns, dass auch wir es mit Vertretern der Zone der *Oppelia fusca*, vergesellschaftet mit Arten des oberen Bajocien und des unteren Callovien, zu thun haben, und zwar sind die vermittelnden Formen keineswegs sogenannte indifferente, sondern solche, *Perisphinctes mosquensis, Lytoceras Eudesianum,* deren verticale Verbreitung eine sehr beschränkte ist.

Es wäre allerdings die Annahme, dass *Perisphinctes mosquensis* schon im Bathonien auftritt, nicht ausgeschlossen, allein es wäre dies der erste Fall dieser Art, der beobachtet worden wäre, und es scheint auch die nahe Verwandtschaft, welche wir schon früher erwähnt, zwischen *Perisphinctes seminudus nov. spec.* und *Perisphinctes cobra Waag.* einerseits und *Perisphinctes obliqueradiatus nov. spec.* und *Perisphinctes obliqueplicatus Waag.* andererseits existirt, entschieden dagegen zu sprechen.

Bevor ich auf die Einzelbeschreibungen eingehe, sei es mir erlaubt, der löblichen Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt für die so gütigst gestattete Benützung der Sammlung und der Bibliothek meinen wärmsten Dank auszusprechen.

---

[1]) Neumayr, Macrocephalenschichten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1870, Bd. XX.

B. Beschreibender Theil.

Phylloceras Kudernatschi Hauer.

Fig. 1, Taf. II.

1852. *Ammonites heterophyllus Sow. var. Kudernatschi.* Swinitza, pag. 6, Taf. I, Fig. 6—9.
1854. *Ammonites Kudernatschi* von *Hauer*, Heterophyllen, pag. 902.
1860. „ *Kudernatschi Oster.* Catalogue, pag. 72, Tab. 17, Fig. 9—11.
1871. *Phylloceras Kudernatschi Neumayr*, Jurastudien, 2. Folge, pag. 310, Tab. XII, Fig. 4—5.

Von scheibenförmiger, schwach aufgeblasener Gestalt besteht das mit sehr engem, trichterförmig versenktem Nabel versehene Gehäuse aus hoch ovalen, involuten Umgängen. Die Schalenverzierung wird von zahlreichen feinen, fast ganz geradlinig radial verlaufenden Rippen gebildet, welche an dem durch keine scharfe Kante von den Flanken getrennten Nabel sehr fein beginnen, gegen die Externseite zu immer stärker werden und ununterbrochen über diese weglaufen.

Eine recht charakteristische Eigenthümlichkeit dieser Art besteht in dem Alterniren von groben und feinen Rippenpartien, wie dies schon von Prof. Neumayr hervorgehoben wurde.[1]) Schon bei einer Grösse von 20—25 Millimeter beginnen einzelne Gruppen von Radialstreifen sich kräftiger zu entwickeln als die übrigen, eine Eigenthümlichkeit, die sich mit zunehmendem Wachsthum steigert, so dass der Schalensculptur durch das markirte Hervortreten dieser einzelnen Bündel ein recht charakteristisches, leicht zu erkennendes Gepräge verliehen wird.

Von hoch ovalem Querschnitt liegt die grösste Dicke der Windungen im unteren Theile der Flanken, etwa in ein Drittel der Höhe und nimmt langsam gegen die gerundete Externseite ab. Bei einem bis an's Ende gekammerten Exemplare sind die Dimensionen folgende:

Durchmesser	= 47	Millimeter	= 1
Höhe des Umganges . .	= 28·2	„	= 0·6
Dicke	= 17·4	„	= 0·37
Nabelweite	= 3·3	„	= 0·07

Die Loben sind ziemlich stark verästelt, die Sättel schlank und kleinblätterig, der erste Laterallobus übertrifft den Siphonallobus fast doppelt an Länge.

Der triphyllitisch endende erste Lateralsattel ist nur wenig länger als der diphyllitisch endende Siphonalsattel.

Ein Zweig des ersten Laterallobus greift beinahe bis an den Sipho vor.

---

[1]) Neumayr, Jurastudien. 2. Folge. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XXI, pag. 310.

Phylloceras flabellatum Neum.

Fig. 2, Taf. II.

1852. *Ammonites Hommairei, Kudernatsch,* Swinitza, pag. 8.
1854. „ „ *v. Hauer.* Heterophyllen, pag. 895.
1859. „ „ *Villanova,* Mem. sobre la Prov. di Castellon, Tab. I, Fig. 6.
1868. *Phylloceras Hommairei Zittel.* Notizen, pag. 606 (pars).
1871. „ *flabellatum Neumayr,* Jurastudien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XXI, pag. 323, Tab. XV, Fig. 5; Tab. XVI, Fig. 4—6.

Bei einem 63 Millimeter grossen Exemplare beträgt die Höhe des Umganges 0·57, dessen Dicke 0·47, die Weite des Nabels 0·12 des Durchmessers. Das stark aufgetriebene Gehäuse besitzt eine breite, gewölbte Externseite und zeigt die grösste Dicke im oberen Drittel der Flanken, von wo aus eine Verschmälerung gegen den weiten, trichterförmig versenkten Nabel stattfindet.

Querwülste sind nur bei einem kleinen, beschalten Individuum sichtbar. Sie sind gerundet, in der Medianlinie am stärksten entwickelt und erstrecken sich nur wenig über den obersten Theil der Flanken herab. Der Steinkern ist auf der Externseite unter den auf der Schale befindlichen Wülsten vollkommen glatt. Der Nabel wird von einer Rosette stark nach vorn geneigter Furchen umgeben.

Die Furchen dieser Rosette, welche bei kleinen Exemplaren über zwei Drittel, bei grossen bis zur halben Höhe der Flanken reichen, entsprechen ihrer Zahl und Anordnung nach genau den auf der Schale befindlichen Wülsten und erlöschen an der Stelle, an welcher die entsprechenden Wülste auf der Schalenschichte beginnen.

Die Schale ist mit feinen, aber deutlichen Zuwachsstreifen bedeckt.

Loben und Sattelkörper sind von plumper Gestalt; der breite Laterallobus ist nur wenig länger als der Siphonallobus. Der erste Lateralsattel übertrifft den Siphonalsattel etwas an Länge; beide enden diphyllitisch. Da in der Neumayr'schen Figur die Aeste des ersten Lateralsattels verzeichnet sind, habe ich einen Theil der Lobenlinie wieder abgebildet.

Phylloceras disputabile Zittel.

1842. *Ammonites tatricus Pictet* bei Studer, Geologie der Schweiz. Vol. II, pag. 44.
1852. „ „ *Kudernatsch,* Swinitza, pag. 4, Taf. I, Fig. 1—4.
1854. „ „ *v. Hauer,* Heterophyllen, pag. 885 (pars).
1868. *Phylloceras tatricum Zittel,* Stramberg, pag. 63.
1868. „ *disputabile Zittel.* Notizen, pag. 606; Phylloceras, pag. 63.
1871. „ „ *Neumayr.* Jurastudien, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXI, pag. 332.

Von flach scheibenförmiger Gestalt besteht das Gehäuse aus seitlich comprimirten, involuten Umgängen, die ungefähr in ihrer halben Höhe am dicksten sind, von wo aus sie sich gegen die Externseite und den verhältnissmässig weiten, durch eine scharfe Kante von den Flanken getrennten Nabel langsam verschmälern. Auf dem Steinkern befinden sich sechs Furchen, welche, am Nabel beginnend, zuerst einen geradlinig radialen Verlauf einhalten, um sich in der Nähe der Externseite, etwa da, wo die entsprechenden Wülste auf der Schale ihren Anfang

nehmen, plötzlich stark nach vorn zu richten; auf der Schalenschichte sind diese Furchen nur durch schwache Depressionen angedeutet.

Dimensionen:

Durchmesser	52	Millimeter	= 1
Höhe des Umganges	26	„	= 0·5
Dicke „ „	10	„	= 0·19
Nabelweite	4	„	= 0·07

Die Loben, ganz vom Typus der Heterophyllen, unterscheiden sich in gar nichts von jenen des *Phylloceras Capitanei.*

Der Siphonallobus ist nur halb so lang wie der erste Lateral-lobus. Der erste Lateralsattel endigt unsymmetrisch triphyllitisch, der zweite Lateralsattel und der Siphonalsattel diphyllitisch.

Die drei letzten Auxiliaren endigen ausgesprochen einblätterig.

Phylloceras mediterraneum. Neum.

1852. *Ammonites Zignodianus Kudernatsch.* Swinitza, pag. 8.
1854. „ „ *von Hauer*, Heterophyllen, pag. 893.
1859. „ „ *Villanova*, Mem. sobre la Prov. di Castellon, Tab. I, Fig. 1.
1868. *Phylloceras Zignodianum Zittel.* Notizen, pag. 603; Untertithon, pag. 40; Taf. I, Fig. 15, Taf. II, Fig. 1.
1871. *Phylloceras mediterraneum Neumayr.* Jurastudien, pag. 340, Taf. XVII, Fig. 2—5.

Die seitlich ziemlich stark verflachte, weit genabelte Form besitzt eine gerundete Externseite. Der Steinkern zeigt auf jedem Umgang sechs Einschnürungen; bei jungen Individuen nehmen diese anfangs einen stark nach vorn gebeugten Verlauf an, wenden sich in etwas über der halben Höhe der Flanken, unter Bildung eines einspringenden Winkels oder zungenförmigen Fortsatzes plötzlich nach rückwärts, um in dieser Richtung ununterbrochen über die Externseite wegzulaufen. Bei einem Durchmesser von 51 Millimeter ist die Biegung schwach und ist der zungenförmige Fortsatz an der Biegungsstelle nur mehr schwach angedeutet; bei einem Durchmesser von 60 Millimeter verschwindet er ganz und die Einschnürungen nehmen einen sanft wellenförmigen Verlauf an. Der Zwischenraum zwischen den auf der Schale vor je einer Einschnürung befindlichen Wülsten ist stark radial gestreift; die Wülste sind kräftig entwickelt und nach vorn gebeugt.

Die grösste Dicke des hoch ovalen Querschnittes befindet sich in der halben Höhe der Flanken, von wo aus sie gegen die gerundete Externseite und den tief liegenden, von einer steil abfallenden Nahtfläche eingesäumten Nabel langsam abnimmt.

Dimensionen:

	a)			b)		
Durchmesser	132	Millim.	= 1	50	Millim.	= 1
Höhe des letzten Umganges .	81·0	„	= 0·62	28	„	= 0·56
Dicke „ „ „ .	48·8	„	= 0·37	16	„	= 0·32
Nabelweite	12	„	= 0·09	4	„	= 0·08

Die Loben sind wenig verzweigt; Loben und Sattelkörper ziemlich plump. Der Bau derselben ist annähernd symmetrisch.

Siphonalsattel endigt diphyllitisch, erster Lateralsattel triphyllitisch; letzterer ist bedeutend länger als ersterer.

Von den Internloben endigt der Antisiphonallobus einblätterig, der Laterallobus zweiblätterig.

Lytoceras Eudesianum d'Orb.

Das stark aufgeblasene, weit genabelte Gehäuse besteht aus kreisrunden, sehr rasch anwachsenden, spiralförmig in einer Ebene aufgerollten Umgängen, die einander nur wenig umfassen.

Die Schale ist mit zahlreichen feinen, aber doch gut markirten Rippen bedeckt, welche auf dem inneren Umgange sehr gedrängt stehen und einen geraden radialen Verlauf besitzen. Mit zunehmendem Wachsthume rücken sie mehr auseinander und zeigen einige schwache, wellenförmige Biegungen. Zwischen ihnen treten in ungleichen Abständen Rippen auf, die stärker entwickelt sind als die übrigen und eine Anzahl, meistens sechs, buchten- oder zackenförmige Einkerbungen wahrnehmen lassen.

Dimensionen:

Durchmesser	95	Millimeter	= 1
Höhe des letzten Umganges . .	36	„	= 0·37
Dicke „ „ „ . .	36	„	= 0·37
Nabelweite	34	„	= 0·36

Der mergelige Charakter des Gesteines erschwerte das Präpariren dermassen, dass es mir nicht gelang, die ganze Lobenlinie blosszulegen, sondern nur den Siphonal- und ersten Laterallobus. Ersterer ist bedeutend kürzer und schmäler als der erste Laterallobus, welcher zwei grosse Zweige aussendet.

Der Siphonalsattel ist ebenso breit als der erste Laterallobus und wird durch tief eingreifende Secundärloben in zwei Aeste getheilt, die ihrerseits wieder mehrfach zerschlitzt sind.

Von dem nahe verwandten *Lytoceras adeloides Kud.* unterscheidet sich *Lytoceras Eudesianum d'Orb* dadurch, dass die markirten Rippen eine grössere Anzahl buchtenförmiger Einkerbungen besitzen; bei erstgenannter Form sind in der Region der Centralseite jederseits der Medianlinie zwei Zacken oder Buchten vorhanden, während *Lytoceras Eudesianum* sie auch über die Flanken vertheilt hat.

Oppelia fusca Quenst.

Zwei sehr dürftig erhaltene Stücke bezeugen das Vorhandensein dieser Art.

Haploceras psilodiscus Schloenb.

1865. *Ammonites subdiscus Brauns.* Stratigraphie und Paläontologie, pag. 5 (non *A. subdiscus d'Orb*).

Das grössere der beiden vorliegenden Exemplare besitzt einen Durchmesser von 50 Millimetern (1), eine Höhe des Umganges von 25

Millimetern (0·5), eine Dicke von 10 Millimetern (0·20) und eine Nabelweite von 10 Millimetern (0·2). Dicht sichelförmig gestreifte, stark involute Umgänge bilden das flache, scheibenförmige Gehäuse. Der Nabel ist verhältnissmässig eng und durch eine gerundete Nahtfläche von den gegen die schmale gerundete Externseite abfallenden Flanken getrennt.

Die Umgänge umfassen einander etwas weniger als bis zu ihrer halben Höhe, ihre grösste Dicke liegt im unteren Theile an der Grenze gegen die Nahtfläche.

Auf dem Steinkern befindet sich ein schwach entwickeltes Medianband.

Loben und Sattelkörper sind von zierlicher Gestalt; der Siphonallobus ist nur halb so lang wie der erste Laterallobus, welcher auch die ziemlich tief eingreifenden Auxiliaren an Länge übertrifft. Ausserordentlich stark verästelt ist der erste Lateralsattel, dem sich bis zur Naht noch drei Auxiliaren anschliessen.

Stephanoceras Ymir Opp.

1852. *Ammonites bullatus Kudernatsch.* Swinitza, pag. 11, Taf. 3, Fig. 1—2.

Bei einem 53 Millimeter grossen Exemplare dieser Art betrug die Höhe des Umganges 0·39, dessen Dicke 0·77, die Weite des Nabels 0·20 des ganzen Durchmessers.

Die $^1/_3$ involuten Umgänge, welche bedeutend dicker als hoch sind, wachsen sehr rasch an und umschliessen einen engen, tief liegenden Nabel. Ihre grösste Dicke liegt auf der Grenze der steil abfallenden Nahtfläche, von wo aus sie sich gegen die stark abgeflachte Externseite rasch verschmälern.

Zahlreiche markirte Rippen entspringen am Nabel und streichen mit einer geringen Ablenkung nach vorn über die Flanken und Externseite hinweg. Auf der Grenze zwischen Externseite und Flanken spalten sie sich in zwei bis drei gleich starke Secundärrippen.

Die Suturlinie ist sehr stark verzweigt; der Siphonallobus ist etwas länger als der aus drei Zweigen bestehende erste Laterallobus. Der ziemlich stark verästelte Siphonalsattel überragt den schon auf der Grenze gegen die Nahtfläche liegenden ersten Lateralsattel an Länge.

Stephanoceras rectelobatum Hauer.

1852. *Ammonites Humphriesianus Kudernatsch.* Swinitza, pag. 13, Taf. III, Fig. 5—6.
1852. *Ammonites Humphriesianus* von Hauer. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. III, 1. Heft, pag. 185.
1854. *Ammonites Humphriesianus* von Hauer. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. IV, pag. 767.
1857. *Ammonites rectelobatus Hauer.* Sitzb. der k. Akademie der Wissenschaften, math.-naturw. Classe, Bd. XXIV, pag. 156, Taf. I, Fig. 5; Taf. II, Fig. 10.

Von dieser Form liegen mir zwei dürftig erhaltene Windungsstücke vor.

Die mässig hohe Windung besitzt eine sehr breite, regelmässig gerundete Externseite, welche von den steil gegen den Nabel abfallenden Flanken durch eine scharfe Kante getrennt ist.

Am Nabel entspringen entfernt stehende, kräftige Umbonalrippen, die sanft nach rückwärts eingebuchtet über die Flanken weglaufen und an der Grenze zwischen Flanken- und Externseite in kräftigen, spitzen Knoten endigen. Von diesen Knoten aus laufen 3—4 feine, secundäre Rippen leicht nach vorn eingebuchtet über die breite Externseite hinweg.

Parkinsonia contraria d'Orb.

Fig. 3, Taf. II.

Bei einer Grösse von 25 Millimeter betrug die Höhe der Windung 0·36, deren Dicke 0·34, die Nabelweite 0·37 des Durchmessers.

Das spiralförmig in einer Ebene aufgerollte Gehäuse besteht aus ziemlich rasch anwachsenden, etwas eckigen Windungen, welche die grösste Dicke in der halben Höhe der Flanken besitzen, von wo aus sie gegen die Externseite und den weiten Nabel abfallen; sie umfassen einander nur sehr wenig.

Die Sculptur wird von scharfen, hervortretenden, entfernt stehenden Rippen gebildet, welche, am Nabel entspringend, in stark nach vorn geneigtem Verlauf über die Flanken setzen, um auf der Grenze gegen die Externseite sich plötzlich unter Bildung eines einspringenden Winkels nach rückwärts zu biegen und so bis an das breite Medianband zu streichen, wo sie in stark hervortretenden, elliptischen Knoten endigen; diese Knoten entwickeln sich auf dem letzten Umgang zu kräftigen, dornartigen Vorsprüngen. Auch an der Biegungsstelle auf den Flanken sind die Rippen zu Knoten angeschwollen.

Zwischen diesen Rippen treten in wechselnden Abständen gespaltene Rippen auf; die Spaltung erfolgt stets unmittelbar an der Grenze gegen den Nabel. Der Bau der Lobenlinie ist sehr einfach; der Siphonallobus ist länger als der Laterallobus, welcher seinerseits die nur wenig eingreifenden Auxiliaren an Länge übertrifft. Der Sattelkörper ist von plumper Gestalt.

Perisphinctes Wagneri Opp.

1846. *Ammonites planula d'Orb.* (non Hehl). Ceph. jur. Tab. 144.
1857. *Ammonites Wagneri Oppel.* Jura, pag. 477.

Das scheibenförmige, weitgenabelte Gehäuse besteht aus langsam anwachsenden Umgängen, die dicker als hoch sind und einander ungefähr bis zu ihrer halben Höhe umschliessen.

Schon die inneren Umgänge sind mit scharfen, hervortretenden, schwach nach vorn geneigten Rippen bedeckt, welche mit zunehmendem Wachsthum im unteren Theil der Flanken immer kräftiger werden und sich mehr und mehr von einander entfernen.

Diese Umbonalrippen behalten das ursprüngliche, schwach nach vorn geneigte Streichen bei und spalten sich auf der Grenze zwischen den Flanken und der breiten, regelmässig gerundeten Externseite in zwei minder kräftige Secundärrippen.

Von diesen Secundärrippen bildet eine die unmittelbare Fortsetzung der Umbonalrippe und besitzt dieselbe Streichungsrichtung wie

diese, während die zweite, welche stets dem Mundrand zugekehrt liegt, eine schwache Einbuchtung nach vorn wahrnehmen lässt.

Zwischen diesen gespaltenen treten ungespaltene Rippen auf; sie sind jedoch nur auf der breiten Externseite entwickelt und reichen nur bis zur Grenze gegen die Flanken herab. Auf dem Steinkern ist ein verhältnissmässig breites, seichtes Medianband vorhanden.

Der Nabel ist von den aufgeblasenen Flanken durch eine gerundete, steil stehende Nahtfläche getrennt.

Dimensionen:

Durchmesser	85	Millimeter	= 1
Höhe des letzten Umganges .	26	„	= 0·30
Dicke „ „ „ .	30	„	= 0·34
Nabelweite	43	„	= 0·41

Die Lobenlinie liess sich nicht vollständig entblössen; die sehr weit eingreifenden Auxiliaren überragen den ersten Laterallobus bei weitem und dieser scheint seinerseits länger zu sein als der Siphonallobus.

Perisphinctes procerus Seeb.

1857. *Ammonites arbustigerus Oppel.* Jura, pag. 477 (pars) non d'Orb.
1864. *Ammonites procerus Seebach.* Hannov. Jura, pag. 55, Tab. II, Fig. 1—2.
1864. *Ammonites procerus Brauns.* Hilsmulde, pag. 60.
1865. *Ammonites procerus Schloenbach.* Juraammoniten; pag. 38, Taf. IV, Fig. 6; Taf. V, Fig. 1; Taf. VI, Fig. 5.
1869. *Ammonites arbustigerus Brauns,* nordwestdeutscher Jura, pag. 129 (pars).
1870. *Perisphinctes procerus Seeb.* Neumayr. Cephalopoden von Balin. Abhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. V, pag. 38, Tab. X, Fig. 1; Tab. XI, Fig. 1.

Von dieser Art liegen Exemplare von der kleinsten bis zur Grösse von 230 Millimeter vor.

Die inneren Umgänge dieser verhältnissmässig weitnabeligen Form sind bedeutend dicker als hoch, ein Verhältniss, welches jedoch durch die mit zunehmendem Wachsthum eintretende rasche Zunahme an Höhe gegenüber jener an Breite gestört wird, und mit Anfang der seitlich stark abgeflachten Wohnkammer ein reciprokes Verhalten zeigt. Die grösste Dicke liegt stets im untersten Theil der Flanken und nimmt allmälig gegen die hoch gewölbte Externseite ab.

Der tief liegende Nabel ist von den Flanken durch eine gerundete, steil abfallende Nabelfläche getrennt.

Kräftige, entfernt stehende Rippen, welche etwas nach vorn geneigt sind, zieren die inneren Umgänge, treten mit zunehmendem Wachsthum im unteren Theil der Flanken mehr und mehr hervor und spalten sich in etwas über der halben Höhe derselben in zwei Secundärrippen. Auf dem letzten Umgang verlieren sie auf den Flanken an Deutlichkeit, verschwinden ganz mit Anfang der Wohnkammer und lassen dieselbe vollkommen glatt.

Dimensionen:

Durchmesser	125	Millimeter	= 1
Höhe des letzten Umganges	43	„	= 0·34
Dicke „ „ „	30	„	= 0·28
Nabelweite	43	„	= 0·34

Die Loben sind sehr stark verzweigt; der Siphonallobus länger als der schmale erste Laterallobus, beide werden von den weit eingreifenden Auxiliaren überragt.

Die Sättel sind von zierlicher Gestalt; der durch Secundärloben in zwei Abtheilungen gespaltene erste Laterallobus übertrifft den Siphonallobus an Länge.

Perisphinctes Ybbsensis nov. spec.

Fig. 4, Taf. II.

Bei der vorläufigen Bestimmung des aus den Juraablagerungen von Waidhofen stammenden Materiales, dessen Resultate uns in einer kleinen, von Prof. Neumayr verfassten Mittheilung vorliegt[1]), wurde die in den folgenden Zeilen zu beschreibende Art als *Perisphinctes aurigerus Opp.* angeführt.

Mit gewissen Varietäten von *Perisphinctes aurigerus* existirt allerdings einige Aehnlichkeit, allein dieselbe beschränkt sich ganz auf die allgemeine Gestalt und lässt sich *Perisphinctes Ybbsensis* durch ihre abweichende Wohnkammerbildung, regelmässigere Rippen und Mangel an Parabelknoten sicher von denselben trennen.

Schwieriger wird die Unterscheidung gegenüber *Perisphinctes tenuiplicatus Brauns,* eine Form, welche mit unserer sehr nahe verwandt ist und mit ihr die sich verflachende und leicht ausgeschnürte Wohnkammer, schwächer werdende Rippen und die allgemeine Gestalt gemein hat; sie unterscheidet sich jedoch durch weniger stark nach vorn geneigte Rippen und endlich durch den verschiedenen Lobenbau.

Eine dritte hier in Vergleich zu ziehende Form ist *Perisphinctes balinensis Neumayr.*

Von dieser Form unterscheidet sich *Perisphinctes Ybbsensis* durch weniger rasch anwachsende Umgänge, schwächer nach vorn geneigte Rippen und verschiedenen Lobenbau.

Das flach scheibenförmig, mit weitem, mässig tief liegendem Nabel versehene Gehäuse besteht aus vier verhältnissmässig rasch anwachsenden, seitlich stark comprimirten Umgängen, welche einander etwas mehr als bis zu einem Drittel ihrer Höhe umschliessen.

Der hoch ovale Querschnitt besitzt die grösste Dicke unmittelbar an dem durch eine stumpfe Kante von den Flanken getrennten Nabel, von wo aus er sich langsam gegen die gerundete Externseite verschmälert.

Die beiden ersten Umgänge sind dicker als hoch, ein Verhältniss, welches jedoch nicht lange währt, da schon der darauf folgende Um-

[1]) Neumayr, Die Juraablagerungen von Waidhofen a. d. Ybbs. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886, pag. 339.

gang ein reciprokes Verhalten zeigt und endlich bei dem letzten Umgange die Dicke nur mehr zwei Drittel der Höhe desselben beträgt.

Die Schalenverzierung wird von zahlreichen, kräftigen, gerundeten, auf dem inneren Umgange gedrängt stehenden Rippen gebildet, welche mit einer leichten Anschwellung über der Naht beginnend, mit im Anfang stark, später schwach nach vorn geneigtem Verlauf über die Flanken wegstreichen und in der äusseren Hälfte derselben eine Spaltung in zwei ununterbrochen über die Externseite weglaufende Secundärrippen erleiden.

Zwischen diese gespaltenen Umbonalrippen schalten sich in der äusseren Hälfte des Umganges einfache Rippen ein, welche nur bis zur Mitte der Flanken hinunterreichen.

Jeder Umgang besitzt vier breite, tiefe, nach vorn gerichtete Einschnürungen.

Dimensionen:

Durchmesser	75	Millimeter	= 1
Höhe des letzten Umganges	25	„	= 0·33
Dicke „ „ „	21	„	= 0·28
Nabelweite	31	„	= 0·41

Die Länge der Wohnkammer lässt sich nicht genau ermitteln, jedoch nach dem vorhandenen Bruchstück derselben zu urtheilen, muss sie mindestens zwei Drittel Umgang eingenommen haben.

Loben und Sattelkörper sind plump und wenig zerschlitzt; der Siphonallobus ist ein wenig länger als der erste Laterallobus; letzterer übertrifft seinerseits die Auxiliaren an Länge.

Der erste Lateralsattel ist länger als der Siphonalsattel und durch einen wohl entwickelten Secundärlobus tief eingekerbt.

Perisphinctes Ybbsensis gehört jedenfalls in die Gruppe des *Perisphinctes tenuiplicatus Brauns.*

Perisphinctes mosquensis Fish.

Fig. 5, Taf. II.

Die Uebereinstimmung der vorliegenden Windungsstücke mit *Perisphinctes mosquensis* ist schon Prof. Neumayr aufgefallen, er war jedoch geneigt, dieselben auf Grund des runden Querschnittes und etwas weiteren Nabel als einer neuen Art angehörig zu betrachten, die in die Gruppe des *Perisphinctes mosquensis* zu stellen wäre.

Seither mit Exemplaren von *Perisphinctes mosquensis*, über deren richtige Bestimmung kein Zweifel herrscht, vollzogene Vergleiche liessen mit Sicherheit constatiren, dass es sich hier um die inneren Umgänge eines *Perisphinctes mosquensis* handelt.

Bei dem kleineren der beiden vorliegenden Exemplare ist der Querschnitt des langsam anwachsenden Umganges nahezu rund und streichen auf der Schalenschicht die den einzelnen Umbonalrippen entsprechenden Marginalrippen ohne Ablenkung noch Unterbrechung über die Externseite hinweg; auf dem Steinkern wird dieses Streichen durch ein Medianband unterbrochen.

Das grössere Stück, dessen Nabelweite ungefähr dem Durchmesser des kleineren Stückes entspricht, zeigt schon einen etwas eckigen Querschnitt und eine starke Ablenkung der Marginalrippen nach rückwärts und stimmt in jeder Beziehung überein mit dem von Lahusen als die innere Windung von *Perisphinctes mosquensis* abgebildeten Stücke.[1])

Perisphinctes seminudus nov. spec.

Fig. 6, Taf. II.

Sechs seitlich comprimirte, anfangs langsam, später rasch anwachsende ovale Umgänge bilden das mit einem weiten, trichterförmig versenkten Nabel versehene Gehäuse. Die Umgänge umfassen einander etwas weniger als bis zu einem Drittel ihrer Höhe.

Am dicksten sind die Umgänge unmittelbar an dem durch eine stumpfe Kante von den Flanken getrennten Nabel, von wo aus sie sich gegen die gerundete Externseite langsam verschmälern.

Die Berippung ist eine verschiedene in den verschiedenen Wachsthumsstadien.

Während auf den zwei ersten Umgängen die Rippen noch sehr gedrängt stehen, rücken sie auf dem nächstfolgenden Umgang mehr auseinander und verlieren etwas an Deutlichkeit; auf dem vierten Umgang erlöschen sie ganz und lassen die darauf folgenden Umgänge vollkommen glatt.

Die Wohnkammer beginnt bei einem Durchmesser von 95 Millimeter und nimmt einen ganzen Umgang ein.

Auf jedem Umgang befinden sich zwei seichte, nach vorn gerichtete Einschnürungen.

Dimensionen:

Durchmesser	155	Millimeter	= 1
Höhe des letzten Umganges	51	„	= 0·32
Dicke „ „ „	43	„	= 0·27
Nabelweite	68	„	= 0·34

Loben und Sattelkörper sind von äusserst plumper Gestalt; der Siphonallobus ist bedeutend kürzer als der erste Laterallobus, welcher auch die wenig herabhängenden Auxiliaren an Länge übertrifft.

Der erste Lateralsattel ist länger als der breite Siphonalsattel.

Mit dem von Waagen aus den Juraablagerungen von Kutsch in Indien beschriebenen *Perisphinctes cobra* besitzt die vorliegende Form grosse Aehnlichkeit und dürfte mit demselben sehr nahe verwandt sein; sie unterscheidet sich jedoch durch die viel früher glatt werdenden Umgänge und weniger stark zerschlitzte Loben.

Perisphinctes obliqueradiatus nov. spec.

Fig. 7, Taf. II.

Ein 41 Millimeter grosses, bis an's Ende gekammertes Exemplar, dessen Dimensionen folgende sind:

[1]) Lahusen, Die Fauna der jurassischen Bildungen des rjäsanischen Gouvernements. Mém. du Comité géologique. Petersburg 1883. Vol. I, Nr. 1, Taf. IX, Fig. 4—6.

Durchmesser	41	Millimeter	= 1
Höhe des Umganges . . .	14	„	= 0·34
Dicke „ „ . . .	12·7	„	= 0·31
Nabelweite	17	„	= 0·41

Die rasch anwachsenden, ein Viertel involuten Umgänge besitzen einen ovalen Querschnitt, dessen grösste Dicke im unteren Drittel der Flanken liegt, von wo aus er sich gegen die regelmässig gerundete Externseite langsam verschmälert; die Nahtfläche ist gerundet.

Die Verzierung bilden zahlreiche, gerundete, gedrängt stehende, schon auf dem innern Umgang stark nach vorn gerichtete Rippen, deren überwiegende Mehrzahl in der äusseren Hälfte der Flanken eine Spaltung in zwei Secundärrippen erleiden. Ihr Verlauf wird auf der Externseite durch ein Medianband unterbrochen.

Zwischen diesen gespaltenen treten in wechselnden Abständen ungespaltene Rippen auf.

Auf jedem Umgang befinden sich drei bis vier, von kräftigen Rippen eingesäumte Einschnürungen. Der Siphonallobus ist bedeutend länger als der erste Laterallobus; die Auxiliaren greifen nur wenig zurück.

Der plumpe Siphonalsattel wird von dem durch einen wohl entwickelten Secundärlobus in zwei ungleiche Abtheilungen gespaltenen ersten Lateralsattel an Länge übertroffen.

Diese Form ist mit *Perisphinctes obliqueplicatus Waagen* aus dem Dhosaoolith von Kutsch in Indien sehr nahe verwandt, von dem sie sich nur durch die gedrängtere Stellung der Rippen und Auftreten von ungespaltenen Rippen unterscheidet.

Literatur.

Brauns. Die Stratigraphie und Paläontologie des südöstlichen Theiles der Hilsmulde. Paläontographica. Bd. XIII.

Hauer. Beiträge zur Kenntniss der Heterophyllen der österreichischen Monarchie. Sitzungsbericht der k. Akademie der Wissenschaften. 1854, Bd. XII.

Kudernatsch. Die Ammoniten von Swinitza. Abhandl. d. geol. Reichsanstalt. 1852, Bd. I.

Lahusen. Die Fauna der jurassischen Bildungen des Rjäsan'schen Gouvernements. Mem. du comité géologique. Petersburg 1883, Vol. 1, Nr. 1.

Neumayr. Ueber einige neue oder weniger bekannte Cephalopoden der Makrocephalenschichten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XX.

Neumayr. Jurastudien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XX, XXI.

Neumayr. Die Cephalopoden der Oolithe von Balin bei Krakau. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. V.

Neumayr. Die Juraablagerungen von Waidhofen an der Ybbs. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886.

Oppel. Juraformation. Stuttgart 1856—1858.

Quenstedt. Der Jura. Tübingen 1858.

Quenstedt. Die Ammoniten des schwäbischen Jura. Stuttgart 1885.

Schloenbach. Beitrag zur Paläontologie der Jura- und Kreideformation im nordwestlichen Deutschland. Paläontographica. Bd. XIII.

Seebach. Der hannoverische Jura. Berlin 1864.

Teisseyre. Ein Beitrag zur Kenntniss der Cephalopodenfauna der Ornatenthone des Gouvernements Rjäsan. Sitzungsbericht der k. Akademie der Wissenschaften. Bd. LXXXVIII.

Waagen. Die Formenreihe des *Ammonites subradiatus*. Benecke's Beiträge. München 1868.
Waagen. Jurassic Cephalopoda of Kutch. Paläontologica Indica. Calcutta 1875, Bd. IV, Series 9.
Zittel. Bemerkungen über *Phylloceras tatricum Pusch. spec.* und einige andere Phylloceras arten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XIX.
Zittel. Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten in den bayerischen und österreichischen Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XVIII.

Tafelerklärung zu Tafel II.

Fig. 1. *Phylloceras Kudernatschi Hauer.*
„ 2. „ *flabellatum Neum.*
„ 3. *Parkinsonia contraria d'Orb.*
„ 4. *Perisphinctes Ybbsensis nov. spec.*
„ 5. „ *mosquensis Fish.*
„ 6. „ *seminudus nov. spec.*
„ 7. „ *obliqueradiatus nov. spec.*

Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Königreiches Rumänien.

Von **Math. M. Draghicénu.**

Mit einer in Farben gedruckten geologischen Karte (Taf. III).

Vorwort.

Ein vollständiges Bild der physischen Beschaffenheit eines Landes lässt sich aus der durch Betrachtung einer geographischen Karte über dessen topo-, hydro- und orographischen Verhältnisse erlangten Kenntniss allein nicht gewinnen; man muss in der Lage sein, auch den geologischen Bau des Bodens beurtheilen zu können, und hierzu ist eine geologische Karte nothwendig. Vom ersteren Standpunkte aus ist man über Rumänien durch die vom k. k. österr. Generalstabe angefertigte Karte genügend unterrichtet. In geologischer Hinsicht jedoch ist Rumänien in diesem Augenblicke noch eines der unter den Staaten Europas am wenigsten gekannten Länder, und mit Recht könnte man es in dieser Beziehung „terra incognita" nennen, da es bis heute seine geologische Karte noch nicht besitzt.

Unser vorgestecktes Ziel ist nun, durch Veröffentlichung der ersten, nur in ihren Hauptzügen angelegten geologischen Karte von Rumänien diese Lücke soviel als möglich auszufüllen.

Um ein Werk von dieser Bedeutung zu einem guten Ende zu führen, durfte ich mich nicht auf die Wiedergabe der kartographischen Studienergebnisse der renommirten Forscher, deren Namen am Frontispice der Karte sich vorfinden, beschränken, da dieselben meist nur Theilstudien über wenig ausgedehnte Landesstriche umfassen, ich musste auch das Resultat ihrer Studien mit meinen eigenen, in einem Zeitraume von 17 Jahren unausgesetzt gepflogenen Forschungen coordiniren und durch Specialaufnahmen der noch unbekannten Landesstriche, und zwar in den Districten Mehedintzi, Gorj, Vâlcea, Arges und theilweise auch Muscel vervollständigen.

Zur Zeit meines Noviziates in der Bergbaucarrière, kurz nach dem Austritte aus der École des Mines von Paris, als ich in den

Jahren 1872—1874 als Salineningenieur in Ocnele Mari fungirte, begann ich das geologische Studium des Districtes Vâlcea, in welchem die genannten Salinen gelegen, unter Schwierigkeiten, die jedem Noviziate eigen sind.

Hier hatte ich aber die glückliche Gelegenheit, im Jahre 1873 die Bekanntschaft des Chefgeologen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, des verst. Herrn Bergrathes F. Foetterle, zu machen, der nebst der offenen Ordre, diese Salinen zu besichtigen, mir vom damaligen Finanzminister Mavrogheni einen Erlass überbrachte, ihn auch bei der Besichtigung sämmtlicher Salinen des Landes zu begleiten. Diese Besichtigung, welche nicht weniger als 4 Wochen dauerte, war für mich durch die täglichen geologischen Gespräche mit Herrn Foetterle angesichts der verschiedenen Terrainbildungen, denen wir fast bei jedem Schritte begegneten, ausserordentlich lehrreich. Herr F. Foetterle war durch die mit mir gepflogenen lehrreichen Unterhaltungen sozusagen mein Einführer in die Geologie der Karpathen, und indem ich auf diese angenehme Erinnerung zurückgreife, fühle ich mich verpflichtet, dem Andenken dieses ausgezeichneten Geologen an dieser Stelle meine Huldigungen darzubringen.

Herr Foetterle hat mich auch in die geologische Literatur der Karpathen hinsichtlich der Nachbarländer eingeweiht und erst nach erschöpfender Bekanntschaft mit den Hauptwerken derselben konnte ich meine ersten Versuche über die Salz führenden Terrainbildungen von Rumänien in einer im Jahre 1874 veröffentlichten Monographie über die rumänischen Salinen skizziren.[1])

Auch habe ich nicht versäumt, das Kabinetsstudium der deutschen geologischen Karpathenliteratur durch im Jahre 1875 unternommene Excursionen nach den am sorgfältigsten erforschten Gegenden von Siebenbürgen, der Bukowina und Galizien zu vervollständigen und zu befestigen. Gelegenheit hierzu bot mir besonders eine seitens des damaligen Finanzministers, Herrn Georg Gr. Cantacuzin, in meiner Eigenschaft als Ingenieur-Salineninspector erhaltene Mission, die Betriebsfortschritte, sowie die Verwaltungseinrichtungen in den dortigen Salinen zu dem Zwecke einem Studium zu unterziehen, um auch bei uns eine rationelle Exploitation der Salzbergwerke und eine wirksame Controle in denselben, welche zu jener Zeit viel zu wünschen übrig liessen, einzuführen.

Bei dieser Gelegenheit verlegte ich mich besonders auf das Studium der Salz und Petroleum führenden Terrainbildungen der Karpathen bei Delatyn, Kossow, Kalusch, Bolecow, Borislau, Kaczyca, Bochnia, Wieliczka, Deesakna, Maros-Ujvár und Torda.

Dieses praktische Studium von Localitäten im Terrain selbst und an der Hand der bezüglichen Documente, aus denen ich wichtige Aufschlüsse über die geologische Stratigraphie dieser Gegenden schöpfte, hat zum grossen Theil zur Erweiterung meiner Kenntniss der Geologie der Karpathen beigetragen und mir jene kostbaren Ausgangspunkte geboten, welche gleichsam die Leuchtthürme meines nachherigen Studiums der rumänischen Karpathenabhänge und der sicheren Feststellung der geologischen Configuration der letzteren bildeten.

[1]) Studii asupra Salinelor Române din punctul de vedere geologic, tecnic si economic, 1874.

In dem darauffolgenden Jahre 1876 liess ich mir bei den jeweiligen Inspicirungen der Salinen Doftana, Slanic und Ocnele-Mari das geologische Studium der Districte Prahova und Băcău, wo die genannten Salinen liegen, angelegen sein, wobei ich meine Ausflüge weit über den Umriss der Salinen nach den verschiedenen Richtungen hin ausdehnte.

Im Jahre 1877, als ich im Auftrage des Departementalrathes des Districtes Dâmbovitza die Sondirungsarbeiten zur Fassung der Mineralwässer des Bade-Etablissements von Pucioasa leitete, hatte ich die günstige Gelegenheit, den District Dâmbovitza zu erforschen.

Im Jahre 1878—1879 war ich als Director der technischen Hochschule zu Bukarest Seitens der hohen Gerichtshöfe und Tribunale wiederholt mit technisch-schiedsrichterlichen Expertisen betraut, insbesondere in den Districten Buzeu und Putna, wobei ich die Gelegenheit nicht unausgenützt liess, meine geologischen Forschungen auch auf diese zwei Districte auszudehnen.

Im Jahre 1880, in der gleichen Eigenschaft als Director der technischen Hochschule, war ich mit der ausserordentlichen Mission betraut, die durch die Regierung begonnenen Schurfarbeiten im Districte Mehedintzi behufs nachheriger Inangriffnahme eines Kohlenbergwerkbetriebes zu leiten, und da diese Mission bis 1885 dauerte, hatte ich vollauf Gelegenheit, eine recht eingehende Durchforschung dieses bedeutend mineralreichen Districtes, sowie auch des Nachbardistrictes Gorj, welcher vom geologischen Standpunkte aus nicht minder interessant ist, durchzuführen.

Nach diesen Studien publicirte ich zuerst im Jahre 1882 meine in Wien gedruckte geologische Karte über Mehedintzi (die erste über Rumänien erschienene geologische Karte), und später im Jahre 1885 meine Monographie: „Die stratigraphische und paläontologische Beschreibung dieses Districtes."

Mit begreiflicher Befriedigung sah ich in der Folge, wie dieses bescheidene Werk durch Herrn Prof. E. Suess gewürdigt und zur Begründung seiner hohen geologischen Conceptionen über die Gebirge und Meere der Erde in dessen neuem und meisterhaften Werke „Antlitz der Erde" benützt wurde.

Von 1885 bis 1889 aus den Staatsdiensten demissionirt und die Sommerzeit auf meinen Gütern bei Câmpulung zubringend, war es meine Lieblingsbeschäftigung, der geologischen Erforschung der Districte Muscel und Arges zu obliegen.

Nur die Gegenden der nördlichen Moldau und die Dobrogea war ich nicht in der Lage, gehörig in Augenschein zu nehmen.

Für die letztere habe ich mich daher auf die geologische Karte von Dr. Peters, einem der ausgezeichnetsten österreichischen Forscher, dessen Ableben einen grossen Verlust für die Wissenschaft bedeutete, bezogen. Hinsichtlich des nördlichen Theiles der Moldau habe ich folgende Quellen benützt: Die Studien des Herrn F. Foetterle aus dem Jahre 1871 über die sarmatischen Terrainbildungen; die später im Jahre 1883 vom Herrn Gr. Cobalcescu, Professor an der Universität zu Jassy, über sämmtliche Tertiärformationen der Moldau gemachten Studien; jene des Herrn Dr. Herbich, über die cretacischen und eocänen

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Terrainbildungen der der siebenbürgischen Grenze benachbarten moldauischen Gegenden; des Herrn Professors Poni sehr interessante mineralogische Studien über das Thal der goldenen Bistritza nächst Brosteni, und schliesslich des Herrn Dr. Uhlig[1]) aus Wien unternommene Durchforschung des ganzen hydrographischen Bassins des letztgenannten Flusses. Um die Formationsgrenzen dieser Region festzustellen, habe ich mich auf die verschiedenen, an unsere Grenzen anschliessenden Formationen, so wie dieselben in der Karte Dr. Herbich's über das Szeklerland und in jener des Herrn C. Paul über die Bukowina verzeichnet sind, bezogen, mit der Ausnahme, dass ich unseren Karpathensandsteinzug von Neamtzu, welcher ohne Zweifel eocän ist, und der in seiner nördlichen Fortsetzung das Thal Suha Mânăstirei verquerend in die Bukowina übersetzt, auf der Strecke zwischen Mălin und Găinesci, dem Alter der Ropiankaschichten nicht gleichstellen konnte. Dagegen habe ich diese Bezeichnung für den Karpathenzug beibehalten, welcher die Wasserscheide der Zuflüsse Ostra und Negriloasa bildet, und welcher einerseits zwischen Schwarzthal und Bajasesku durch das Vorhandensein des Fleckenmergels und des Thoneisensteines das charakteristische Gepräge der Ropiankaschichten trägt, anderseits aber zwischen Schwarzthal und Găinesci von Sandsteinen verschiedener petrographischer Charaktere gebildet wird, welche den letzteren aufgelagert sind und sich auf die oberen cretaceischen Schichten (Czicowitzer Schichten) beziehen.

Ein mir von Herrn v. Mojsisovics mit vieler Liebenswürdigkeit zur Verfügung gestelltes Croquis einer unausgegebenen geologischen Karte des Herrn Herbich über die gebirgigen Theile der Districte Dâmbowitza, Prahova, Buzeu und Rîmnicu-Sărat aus dem Jahre 1884 hat mir dazu gedient, die Grenzen der mesozoischen Formation dieser Districte mit mehr Details und Präcision festzustellen.

Mit einem für drei Viertheile des Landes auf persönlichem Studium fussenden, durch 17jährige unausgesetzte Forschungen von Jahr zu Jahr und unter Benützung jeder sich darbietenden Gelegenheit mit Geduld gesammelten Materiale, für den Rest von einem Viertheile des Landes aber mit Hilfe der Arbeiten der oben erwähnten Geologen, konnte ich es wohl unternehmen, die erste geologische Karte von Rumänien zu entwerfen.

Bis zum Jahre 1880 war Rumänien durch die hochwichtigen Fragen absorbirt, welche die historisch bedeutenden Momente seiner Union (der beiden Fürstenthümer Walachei und Moldau), seiner Unabhängigkeit und schliesslich seiner politischen Consolidirung als constitutionelle Monarchie nothwendigerweise heraufbeschworen, und konnte den wissenschaftlichen Fragen, welche seine Nationalökonomie im höchsten Grade interessirten, nur eine nebensächliche Aufmerksamkeit widmen.

Erst im Jahre 1881, als der Congress von Bologna die Anfertigung einer geologischen Karte von Europa unter Zugrundelegung der in jedem Staate gesammelten neueren Daten zum Beschlusse erhob, begriff auch die rumänische Regierung das Interesse des Landes, auf dem wissen-

[1]) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. Sitzber. d. kais. Ak. d. Wiss. Wien 1889.

schaftlichen Gebiete mit den anderen civilisirten Nationen Fühlung zu nehmen, um an der Schaffung des wissenschaftlichen Denkmals, der geologischen Karte von Europa, mitzuwirken.

Eine solche Arbeit mit Ehren zu beginnen und durchzuführen war jedoch mit einem Personale, welches das Wichtigste, die Geologie der Karpathen, ignorirte, ein Ding der Unmöglichkeit, und leider war die rumänische Regierung, als sie im Jahre 1881 ein mit dieser wichtigen Aufgabe betrautes geologisches Bureau organisirte, von einer solchen Betrachtung am wenigsten geleitet. Die Resultate dieser Schöpfung, für welche der Staat durch 7 Jahre erhebliche Opfer brachte, bestanden blos in einigen Blättern der geologischen Karte über einen Theil der Walachei und waren vom wissenschaftlichen Standpunkte aus die kläglichsten.

Als Rumäne konnte mir die wissenschaftliche Ehre des Landes nicht gleichgiltig bleiben, und hielt ich es daher für meine patriotische Pflicht, Regierung und Kammern über diesen unglücklichen Stand der Dinge und über die Nothwendigkeit, den geologischen Arbeiten über Rumänien eine sachkundigere Direction zu geben, durch eine Publication aufzuklären.[1])

Diese Schrift hat zunächst zur Folge gehabt, Kammern und Regierung von der Fehlerhaftigkeit und der wissenschaftlichen Lebensunfähigkeit der Publicationen des entschlummerten geologischen Bureaus zu überzeugen, was zur schliesslichen Aufhebung desselben bis zu einer definitiven, eine intelligente und gewissenhafte Ausführung der Arbeiten sichernden Reorganisation geführt hat.

Ich hielt es für nothwendig, in diese Details der Thatsachen, welche zur Aufhebung des geologischen Bureaus geführt haben, aus dem Grunde einzugehen, damit das wissenschaftliche ausländische Publicum von dem plötzlichen Verschwinden eines kaum creirten wissenschaftlichen Institutes, das ja, wenn man von seiner fehlerhaften Organisation absieht, einen nützlichen Zweck hatte, nicht in befremdlicher Weise berührt werde.

Mit einigen in unserem Lande vorhandenen Fachelementen wäre es allerdings nicht unmöglich, zu einer Reorganisation des geologischen Dienstes, welcher diesmal eine gute Ausführung der detaillirten geologischen Karte von Rumänien garantiren soll, zu gelangen.

Unsere geologische Karte von Rumänien gestattet, die Generalstructur des Landes mit Leichtigkeit zu erfassen, und kann daher als Grundlage für künftige Forschungsarbeiten, sowohl behufs Ausführung einer detaillirten geologischen Karte im grossen Massstabe, als auch zu industriellen praktischen Zwecken dienen.

Wir haben uns nicht darauf beschränkt, in dieser Karte die geologischen Configurationen einfach in geologischen Farben anzulegen, sondern haben zugleich mittelst besonderer Zeichen auch die Lagerung der nützlichen, betriebswürdigen, mit jeder der geologischen Formationen

[1]) Situatiunea sciintei oficiale in România, 1889. (Zur Lage der officiellen Wissenschaft in Rumänien.)

in Verbindung stehenden Mineralien, wie: Salz, Petroleum, Anthracit, Graphit, Lignit, Kupfer, Eisen, Mangan, Blei, Fahlerze etc., sowie auch die Mineralwässer nach ihrer chemischen Beschaffenheit, angegeben.

So finden sich in dieser Darstellung Anthracit und Graphit durch chinesischen Tusch, Lignit durch blasse Sepia und die anderen nützlichen Mineralien, ausgenommen die Erzvorkommnisse, durch kleine verschiedenfärbige Kreise angezeigt. Die Erzlagerstätten sind durch charakteristische, ihrer Natur entsprechende Buchstaben, welche die die Streichungsrichtung bezeichnenden Vermilonlinien begleiten, ersichtlich gemacht. Um die Petroleum führenden Terrainstrecken zu bezeichnen, haben wir blaue Striche, welche künftigen Forschungen zur Richtschnur dienen könnten, adoptirt, bei deren Feststellung wir von der Betrachtung des Parallelismus geleitet wurden, welchen die Petroleum und Salz führenden Terrainbildungen in ihren Ausbissen unter sich und mit der Achse oder der Randzone der denselben als Unterlage dienenden Formationen darbieten.

Die Mineralwässer sind in 5 Kategorien eingetheilt. Für eine jede derselben wurde ein charakteristisches Zeichen adoptirt.

Die Baumaterialien, wie: Gyps, Marmor, Kalkstein etc., wurden, um die Karte nicht zu überladen, unter ein und dasselbe Zeichen zusammengefasst.

Zur Bezeichnung der verschiedenen geologischen Formationen haben wir uns der auf dem Congresse von Bologna festgestellten Farbenscala bedient. So ist die nur in der Dobrogea vorkommende paläozoische Formation in Violet, die Triasformation in Grau, die Lias- und Juraformation, unter Bezeichnung der verschiedenen Stufen (Abtheilungen) mittelst Linien, in mehr oder weniger dunklem Blau, die Kreideformation in ebenfalls nach der Abstufung mehr oder weniger dunkel gehaltenem Grün (wobei die Flächen der gleichen Stufe, je nachdem sich dieselben auf Rossfelder- oder Ropiankaschichten beziehen, durch Linien abgetheilt wurden), die Tertiärformation in nach ihren einzelnen Abstufungen nuancirtem Gelb und die Quartärformation in Aschgrau angelegt worden, während Alluvialboden weiss belassen worden ist.

Der Oligocänformation wurden nur die isolirten kleinen Absätze, welche wir in Mehedintzi durch das Vorkommen der acquitanischen Stufe bei Bahna, Balta und Baia de Arama das erste Mal gut charakterisirt festzustellen in der Lage waren, zuerkannt. Der gleichen Formation konnten wir aber nicht auch die Menilitschiefer, die Magurasandsteine, Schipoter Schichten und die Salzformation anreihen, da diese zusammen einen nur schwer zu gliedernden Complex bilden, dessen einzelne Glieder kartographisch abzugrenzen heute noch sehr schwierig ist. Diese Umstände veranlassten mich, diese Formationsgruppe in das Eocän zu stellen, und zwar als oberen Horizont desselben.

Meine geologischen Aufnahmen wurden auf der vom k. k. österr. und ungar. Generalstabe herausgegebenen Karte in 1 : 800.000 eingetragen, wobei ich der liebenswürdigen Einladung des Herrn v. Mojsisovics folgend, auch einige Correcturen in der Nomenclatur der ein geologisches Interesse bietenden Localitäten, sowie die Neueintragung mehrerer Localitäten, von welchen in meinem beschreibenden Memoir die Rede sein wird, und welche im Gerippe der geographischen Karte

nicht figurirten, zu veranlassen in der Lage war. Um das Entgegenkommen des k. k. militärgeographischen Institutes in Wien zur Vornahme dieser Correctur- und Ergänzungsarbeiten nicht übermässig in Anspruch zu nehmen, habe ich diese Daten nur auf das absolut Nothwendige beschränkt.

Die vorliegende Karte begleite ich vorläufig mit einer allgemeinen geologischen Abhandlung über die Zusammensetzung der geologischen Structur von Rumänien ein und behalte mir vor, in diesem Jahrbuche, sobald als möglich, eine Monographie mit der detaillirten Beschreibung der geologischen Formationen und der in denselben auftretenden nützlichen Mineralien herauszugeben.

Zum Schlusse dieses Vorwortes kann ich nicht umhin, eine sehr angenehme Pflicht zu erfüllen und den verehrlichen Herren Mitgliedern der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, und insbesondere dem Herrn v. Mojsisovics, für die wohlwollende Aufnahme meiner Karte und die derselben in sehr ehrender Weise im Jahrbuche der Anstalt ertheilte Gastfreundschaft, meinen wärmsten Dank auszudrücken.

Uebersicht der topographischen Verhältnisse.

Obschon sich die vorliegende Arbeit die Beschreibung der geologischen Beschaffenheit von Rumänien zur Aufgabe gestellt hat, dürfte es doch von Interesse sein, auch der topographischen Gestaltung des Landes zu gedenken, welche mit der ersteren in innigem Zusammenhange steht.

Lage. Das Königreich Rumänien, welches aus den beiden ehemaligen Fürstenthümern Moldau und Walachei besteht, an welche durch den Berliner Vertrag noch die Provinz Dobrudscha angeschlossen wurde, liegt im Südosten von Europa zwischen 43° 38′ und 48° 50′ nördlicher Breite und zwischen 40° 10′ und 47° 20′ östlicher Länge von Ferro. Der Flächenraum des Landes beträgt 130.000 Quadratkilometer. Als natürliche Grenzen erheben sich im Norden und Westen gegen Oesterreich-Ungarn die östlichen Karpathen, welche in der Mitte ihres Verlaufes zwischen Moldau und Walachei nach Nordosten schwenken. Im Süden wird die Grenze gegen Serbien und Bulgarien durch die Donau gebildet, und zwar abwärts bis Silistra, von wo ab die Landesgrenze durch eine unregelmässig verlaufende Linie bezeichnet wird, die bei Danlik das Meer erreicht und die Dobrudscha von Bulgarien trennt. Die östliche Grenze endlich wird theils durch den Pruth gegeben, der zugleich die neue Grenze gegen Russland darstellt, theils wird dieselbe von der Küste des Schwarzen Meeres gebildet, von welcher, zwischen der Kiliamündung der Donau und Danlik, 28 Meilen auf rumänisches Gebiet entfallen. Zwischen Silistra und ihrer Mündung gehört die Donau ausschliesslich Rumänien an.

Im Ganzen betrachtet hat das Königreich Rumänien eine knieförmige Gestalt; die Walachei besitzt ihre grösste Längserstreckung in der Richtung von West nach Ost, die Moldau in der Richtung von Ostsüdost nach Nordnordwest; dementsprechend hat das Land seine

geringste Breite: in der Walachei in der Richtung von Nord nach Süd, in der Moldau in der Richtung von West nach Ost.

Bodenrelief. Entsprechend der verschiedenartigen, geologischen Zusammensetzung weichen die Reliefbilder der Walachei, der Moldau und der Dobrudscha von einander wesentlich ab.

In der Walachei tritt uns im Norden der gebirgige Theil der Karpathen entgegen, welcher durch eine Reihe von Querthälern durchschnitten wird, deren Verlauf im Allgemeinen von Nordwest nach Südost, weiterhin jedoch rein nach Osten gerichtet ist. Im Süden erstreckt sich die flache, von verschiedenen Wasserläufen durchschnittene Donauebene, welche in ihrem östlichen Ende den Meeresspiegel kaum um 8—10 Meter überragt. Sie ist an dieser Stelle mit ausgedehnten Sümpfen bedeckt.

Innerhalb des gebirgigen Abschnittes lassen sich zwei Regionen unterscheiden, welche, wie wir später sehen werden, von den tektonischen und petrographischen Eigenthümlichkeiten des Bodens abhängig sind.

1. Die centrale Gebirgsregion, deren Gipfel sich bis zu 2600 Metern über das Meer erheben; 2. die Hügelregion, welche sich nur mehr zu Höhen von 400—1000 Metern erhebt und den zur Donauebene niedersteigenden Ausläufern der Karpathen entspricht.

Das Gebiet der Ebene wird im Süden durch eine Art von Terrasse abgeschlossen, welche wir die Donauterrasse nennen können. Diese Terrasse, welche den Lauf der Donau von Verciorova abwärts bis Galatz begleitet, wird durch ziemlich tiefe Querthälchen durchschnitten. Letztere münden nicht durchwegs in die Donaulinie und werden sehr häufig von vielfach verzweigten, durch unterirdische Quellen gespeisten, tiefen Seen erfüllt. Stellenweise dagegen stellt diese Terrasse eine Dünenlandschaft, d. h. ein System von Sandhügeln dar, welche in parallelen Zügen den Lauf der Donau begleiten; im Gebiete von Mehedintzi erstrecken sich dieselben 15 Kilometer weit landeinwärts.

Der Rand der Terrasse bezeichnet den Verlauf, den die Fluthen der Donau einst genommen, ehe sie in ihr heutiges Bett beschränkt wurden. Zwischen Verciorova im Westen und Galatz im Osten, wo die Terrasse noch unmittelbar an das Ufer des Flusses heranreicht, tritt ihr Rand in wechselnden Distanzen von 5—15 Kilometer zurück.

Die auf diese Art eingeschlossene Ebene wird durch zahlreiche Seen und sumpfige Stellen unterbrochen, welche von den Hochwässern der Donau überfluthet werden.

Die Region der Ebene, die von der Donau allmälig zur Region der Hügel ansteigt, bildet den fruchtbarsten Landstrich von Rumänien. Im Westen des Königreiches, wo ein reich gegliedertes Hügelgewirre fast den ganzen Flächenraum einnimmt, ist diese ebene Region von geringem Umfang, nach Osten hin gewinnt dieselbe jedoch allmälig an Breite, bis sie zwischen Buzeu und Braila eine Ausdehnung von 120 Kilometer erreicht. Ihre allgemeine Abdachung ist in der kleinen Walachei nach Südwest, in der grossen Walachei nach Ost gerichtet, wie das auch in dem gegenwärtigen Verlauf der Gewässer klar zum Ausdruck gelangt.

In der Moldau weist das Relief nur zwei Regionen auf; jene des Grenzgebirges zwischen Siebenbürgen und der Moldau, das sich über

2200 Meter erhebt, und jene der Hügelketten, eines niederen Mittelgebirges, dessen Culminationspunkte 400 Meter selten übersteigen. Der Hauptfluss dieses Districtes ist der Siretu, welcher sammt seinen Nebenflüssen im Allgemeinen betrachtet von Nordwest nach Südost strömt.

Was endlich die Dobrudscha anbelangt, tritt uns hier die hohe Hügelkette entgegen, die sich zwischen Matschin und den Lagunen nördlich von Küstendsche von Nordwest nach Südost erstreckt. Wir können dieselbe als letzten Ausläufer des karpathischen Systems auffassen, welcher von der Hauptkette durch ein ausgedehntes Gebiet von weiten Terrassen und Hügeln getrennt wird. Im Süden dehnen sich einförmige Steppen aus mit ausgezeichnetem Cultur- und Weideboden, durchschnitten von kleinen Thälern, ein Gebiet, das mit den Ebenen von Rumänien verglichen werden kann.

Gebirge. In ihrem Verlaufe längs der österreichisch-ungarischen Grenze setzen sich die Karpathen aus einer Reihe von Bergmassiven zusammen, die wir nun von Westen nach Osten einzeln betrachten wollen.

An der äussersten westlichen, an das Banat grenzenden Ecke ist es zunächst das bogenförmige Massiv der Cernea, dessen steilgeböschte Höhen 2229 Meter erreichen und das mit seiner Fortsetzung auf dem rechten Ufer der Donau das „Eiserne Thor" bildet.

Zwischen dem Massiv der Cernea und dem Vulcanupass erhebt sich der Stock von Vulcanu mit den Hauptgipfeln: Oslea und Nedeisu, welche bis zu 1870 Metern aufragen und von ausgedehnten Wäldern bedeckt werden; sie bewahren ihren Gebirgscharakter bis zu einer Baia de Arama mit Bumbesti verbindenden Linie.

Zwischen dem Pass von Vulcanu und dem von Turnu-Roschu erhebt sich das Massiv des Paringu, dessen Gipfel den Typus des Stockes von Vulcanu beibehalten und auf der Linie Calimanesti-Horezu-Târgu in Mittelgebirge übergehen; die höchste Erhebung ist der Mândra, 2520 Meter.

Begrenzt durch den Pass von Turnu-Rosu und dem von Törzburg tritt uns weiters das Massiv von Făgaras entgegen, mit seinen von engen Parallelschluchten durchfurchten schroffen Kämmen, welche eine mittlere Höhe von 1900 Meter erreichen und erst auf der Linie Calimanesti-Câmpulung in ein Mittelgebirge übergehen. Als höchste Erhebungen sind hier zu nennen: Negoi 2536 Meter, Orlu 2479 Meter, Surul 2288 Meter, Piatra lui Crai 2241 Meter.

Das Bergmassiv, das sich zwischen dem Törzburg- und Predealupass erstreckt, wird durch die Bucegi gebildet, deren Culminationspunkt der Omu, 2500 Meter, darstellt; zwischen Câmpolung und Bréza gehen dieselben in Mittelgebirge über.

Von dem Uebergang von Predealu bis zur Quelle von Putna erstreckt sich das Buzeugebirge, es sind noch immer felsige Höhen von 1270 Meter, deren rumänischer Abhang sanfter ist, als die Abdachung nach Transsylvanien. Angefangen von der Quelle von Putna ziehen sich längs der Grenze zwischen Transsylvanien und Bukowina die mit unabsehbaren Wäldern bedeckten Bergketten von Muschatu, Ghimeschu, Calimani und Petrosu hin, ihre höchsten Erhebungen heissen:

Retezatu 2466 Meter, Ciahlâul 2112 Meter, Ciurul 2170 Meter und Rarcul 2000 Meter. Die Region des Gebirges ist von dieser Seite her durch eine Linie begrenzt, die über Nereju, T. Ocna, Piatra und Maliu verläuft.

In der hohen Hügelkette der Dobrudscha haben wir vier Hauptmassive zu unterscheiden, deren landschaftlicher Charakter sichtlich mit dem geologischen Bau übereinstimmt. Es sind dies: die Gruppen von Babadag, von Matschin, von Isaktchea und von Tultschea.

Das Massiv von Babadag besteht zum grössten Theil aus einem mergeligen Kalk und wird im Südwesten begrenzt durch einen Zug von grünlichen Schiefern mit stark hervortretenden Einlagerungen granitischer Felsarten. Als Hauptgipfel sind hier zu nennen: Tschukarova 240 Meter, Altmadscha 400 Meter, Sakar-Bair (Goldberg) 520 Meter. Ebenso bedeutende Erhebungen weist die Gruppe von Matschin auf; die letztere beherrscht einen ziemlich umfangreichen Raum in der Umgebung von Matschin und besteht aus krystallinischen Gesteinen; die pyramidenförmigen Gipfel erreichen 500 Meter. In diesem Massiv sind als Hauptgipfel zu unterscheiden die Höhe von Gretschi 500 Meter, welche die Hälfte des krystallinischen Gebietes einnimmt und durch den Abhang des Lungavitzathales begrenzt wird, der Berg Tscherna 400 Meter, der sich von den umliegenden krystallinischen Hügeln gut abhebt. Das ganze Massiv ist reich bewaldet.

Die Gruppe von Isakcea nimmt das Terrain zwischen den Bächen Taiza und Teliza ein und besteht aus braunen, triassischen Kalken, deren Anhöhen sich über 300 Meter erheben, sowie aus granitischen Gesteinen und Melaphyren, welche nördlich von den Kalkabhängen und westlich von dem aus triassischen Schiefern und Sandsteinen zusammengesetzten, niederen, sich an Maidankivi anlehnenden Plateau gelegen sind.

Das Massiv von Tulcea besteht aus Sanden und Lehmen, welche hier plateaubildend auftreten, während sie am Fusse der übrigen Gruppen Terrassen bilden; daraus ragen die älteren Triasgesteine hervor und setzen die in Nachstehendem erörterten Höhen: Malkodsch 220 Meter, Adschigjol 225 Meter und Mahmudie 260 Meter — zusammen.

Flüsse. Die Donau, dieser mächtigste Strom von Europa, welcher die wichtigste Handelsader von Rumänien darstellt, bildet von Vercierova bis zu seiner Mündung auf einer Strecke von 126 Meilen die Grenze des Königreiches. Im Eisernen Thor engen auf beiden Ufern hohe felsige Berge den Strom ein; bekanntlich unterliegt hier die Schifffahrt in Folge der Felsklippen, welche zahlreiche Stromwirbel erzeugend das Flussbett unterbrechen, namhaften Schwierigkeiten. Unterhalb jenes Defilés nimmt das rumänische Ufer eine flache Gestalt an, die Meereshöhe beträgt nur mehr 70—90 Meter, und es wechseln sumpfige Strecken mit kleinen Seen ab. Dagegen erhebt sich das rechte Ufer in Nicopoli, Rusciuk und Silistra bis zu 150—250 Metern.

Die mittlere Breite des Stromes beträgt bei Harschova 1500 bis 2000 Meter, die Tiefe ca. 7—10 Meter, wobei sich die mittlere Geschwindigkeit der Wässer auf 1·60 Meter pro Secunde stellt.

Nördlich von Harschova theilt sich die Donau in zwei grössere und mehrere kleinere Arme, welche sich bei Braila wieder vereinigen.

Von Braila abwärts bis etwa 3 deutsche Meilen unterhalb von Icsatschea fliesst der Strom in einem geschlossenen Bette, theilt sich aber bei Tulcea wieder in zwei Arme, den Arm von Kilia und den von Tulcea. Der Kilia-Arm gabelt sich unterhalb Ismail wieder in drei Aeste, bildet weiterhin ein grosses Bassin und mündet in acht Armen in das schwarze Meer, als deren bedeutendster der von Stambul bezeichnet werden muss, welcher, wie alle anderen, mit Ausnahme jenes von Ociacov, stark versandet ist.

Die Breite des Kilia-Armes vor seiner Spaltung beträgt 700 Meter, seine Tiefe 6—15 Meter. Der Grund ist sandig, an den Mündungen schlammig; die Ufer sind flach und bebaut. Der Tulcea-Arm fliesst bis etwa eine Meile unterhalb Tulcea ungetheilt und besitzt hier eine Breite von 1000 Metern bei 12 Meter Tiefe; dann theilt er sich in den Arm von St. George und in den Sulina-Ast. Letzterer ist 450 Meter breit, 7—10 Meter tief und zeigt viele Windungen. Das Bett ist stark versandet, die Ufer flach und sumpfig.

Ebenso stark gewunden ist der Arm von St. George, dessen Breite 900 Meter beträgt, während die Tiefe nur 5—8 Meter erreicht. Die Versandung ist hier noch bedeutender; während die Mündung der Sulina noch eine Tiefe von 6 Metern aufweist, sinkt letztere im St. Georgsarm auf 1 Meter 80 Centimeter. Die flachen Ufer sind mit Schilf bedeckt.

Von allen Mündungsarmen ist sonach die Sulina der einzige, welcher für grössere Fahrzeuge schiffbar ist; er wurde durch die Arbeiten der Donaucommission regulirt.

Das Donau-Delta, welches einen Flächenraum von 500 Quadrat-Meilen einnimmt, ist dünn bevölkert, das Terrain sumpfig und zum grössten Theile mit Röhricht (Schilf) bedeckt.

In Folge ihrer Gabelungen umschliesst die Donau mehrere Inseln, von denen die im Delta gelegenen die bedeutendsten sind: Die St. Georgsinsel, zwischen dem St. Georgsarm und der Sulinamündung; die Inseln Letti, Tschatal und Tatar zwischen der Sulina und dem Kiliaarm; die Insel Dranova zwischen dem St. Georgsarm und dem Golfe von Rasim.

Die weiteren Inseln sind von Westen nach Osten geordnet: Ostrov unterhalb Turnu-Severin; Persina bei Zimnicea; Balta, gebildet durch den Arm von Borcea, welcher sich bei Kalaraschi abzweigt und bei Harschova wieder mit der grossen Donau vereinigt; endlich sind noch zwischen Harschova und Braila die Inseln: Ostrov, Bragotoi, la Japa, Popi und Filipoi. Die zwischen dem Arme von Kilia und der Sulina gelegenen Inseln zeichnen sich durch ihre Fruchtbarkeit aus. Man schätzt die Ausdehnung der alten Weinberge auf 180 Hektare, das für Culturen geeignete Terrain auf 3400 Hektare, auf 8000 Hektare die Weideböden und auf 6000 Hektare die Wälder und Buschlandschaften. Dagegen nehmen die Wasserläufe, Seen und Sümpfe 85.000 Hektare ein.

Die Inseln St. George und Dranova haben nicht mehr als 29.000 Hektare cultivirbaren Bodens.

Flüsse und Bäche, welche Rumänien durchqueren, entspringen in den Karpathen und münden in die Donau. Die bedeutendsten dieser

Flüsse kommen aus den Hochflächen von Siebenbürgen und Bukowina, welche sich 3—400 Meter über die rumänischen Ebenen erheben; es sind dies der Oltu und der Jin in der Walachei, der Siret und der Prut in der Moldau.

Die Quellen des Oltu liegen 973 Meter hoch in den Bergen von Gyergyo in Transsylvanien; der Fluss tritt durch die Enge von Turnu-Roschu nach Rumänien ein und durchmisst auf eine Strecke von 310 Kilometer transsylvanisches, auf eine Länge von 225 Kilometer dagegen walachisches Gebiet, um sich nach einem Gesammtlaufe von 535 Kilometern bei Islaz in die Donau zu ergiessen. Seine Breite beträgt in Kalimanesti 70 Meter, in Slatina 150 Meter und in Turnu 300 Meter, wobei die grösste Tiefe 4 Meter erreicht. Das Bett ist bei Rimnic schotterig, bis Dragaschani sandig und weiterhin schlammig und morastig.

Nachdem der Fluss in 973 Meter Meereshöhe entspringt und die walachische Grenze in 352 Metern passirt, beträgt das Durchschnittsgefälle in Transsylvanien per Kilometer 2 Meter. In der Walachei erreicht das Gefälle mit Rücksicht auf die Höhe von 53 Meter der Mündung in die Donau per Kilometer 1·33 Meter.

Der Jinl entsteht durch die Vereinigung mehrerer kleiner, transsylvanischer Bäche und durchfliesst die grössten Kohlengebiete (Charbonages). Er verlässt Transsylvanien nach einem Laufe von 30 Kilometern, um durch die Enge von Vulcanu in die Walachei einzutreten, die er bis zur Mündung in die Donau auf eine Länge von 250 Kilometern durchmisst. Seine Breite beträgt in Târgu-Jin 70 Meter, in Kraiova 125 Meter und an der Mündung 200 Meter; das Bett ist im Oberlaufe sandig und schotterreich, im Unterlaufe dagegen sandig und schlammig; die Tiefe schwankt zwischen 1·50 und 3 Metern.

Der Siretu, welcher in der Bukowina entspringt, betritt die Moldau durch die Engen von Michaileni; er theilt diesen Landstrich seiner Länge nach in zwei nahezu gleiche Theile und mündet nahe an Galatzi in die Donau, nach einem Laufe von ungefähr 330 Kilometer. Seine Breite beträgt im Oberlaufe 100—120, an der Mündung 270 Meter; die grösste Tiefe misst 6 Meter. Das Bett des Siretu ist schlammig und sandig, im oberen Theile zum Theil aus grobem Schotter bestehend.

Der Prut, welcher ebenfalls in der Bukowina entspringt und die Moldau auf einer Strecke von ca. 400 Kilometer theils tangirt, theils durchschneidet, mündet zwischen Galatzi und Reni in die Donau. Die Flussbreite des Unterlaufes erreicht 150—200 Meter, die Tiefe dagegen im Oberlaufe 1—1·50 Meter und im Unterlaufe 3—5 Meter. Dabei schwankt die Geschwindigkeit von 1·20—1·80 Meter. Das Bett des oberen Laufes ist felsig, weiterhin schlammig.

Alle vier grossen Flüsse von Rumänien nehmen Nebenflüsse auf, so der Oltu die Nebenflüsse: Lotru, Oltetzu und Topolugu; der Jinl den Jilortu, Motru und Amaradia; der Siretu die Suceva, Moldova, Bistritza, Trotuschu, welche in der Bukowina entspringen, ferner Berlad, Rimnic, Buzeu, wovon letzterer in Transsylvanien entspringt. Als Nebenflüsse des Pruth sind zu nennen: Bascheu, Jijia und Bachluiu.

Ausserhalb des Wassergebietes der genannten liegen folgende Flüsse gleicher Ordnung: Teleorman, Argeschu, Dambovitza, Jalomitza,

Prahova, Teléjen, Tazleu, Putna etc.; einige andere Gewässer sind unbedeutender Natur.

Die Dobrudscha wird durch kleine, theils in's Meer, theils in die Donau mündende Bäche bewässert, welche auf den Abhängen der Hügelketten dieser Provinz entspringen. Im Norden der Dobrudscha verläuft der durch Quellen gespeiste Bach Teliza, dessen Ursprung in den Sandsteinen und Schiefern des Icsatschagebirges zu suchen ist; er mündet in den See von Babadag; in denselben See mündet auch der Taizabach, welcher den krystallinischen Schiefern von Matschin entstammt. Unter den in die Donau mündenden Bächen sind zu erwähnen: der alte und neue Petschinjaga, der sich in der Nähe des gleichnamigen Dorfes ergiesst. Die Quellen des Kreidemassives von Babadag vereinigen sich zu dem hübschen in das Meer mündenden Bach Slava. In den Steppen der Dobrudscha haben wir nur den Bach Taschaul zu nennen, welcher nach langem Laufe nahe an dem Vorgebirge von Midia in's Meer mündet; ferner den Bach Kara-su, der in der Umgebung von Medschidje aus jurassischen und cretacischen Massiven, sowie aus miocänen Kalken entspringt und seine Wässer nach einem vielgewundenen, langem Laufe in dem tiefen gleichnamigen Thal bei Tschernawoda in die Donau ergiesst.

Seen. Die wichtigsten Seen von Rumänien liegen längs der Donauufer, es sind dies: Kalaraschi, Greci bei Oltenitza, Balta, Mairu, Suhoza bei Zimnicea, Balta-Potelu bei Izlaz und Bratischu nächst Galatz. In der Dobrudscha sind als hauptsächlichste Seen die des Deltas namhaft zu machen: Tatar, Matiza, Obret, Oun, Badacoul, Dranov und Babadag. Längs dem rechten Ufer der Donau haben wir gegenüber von Galatz die Seen: Kraken, Ploschka und Garbina, zwischen Harschowa und Matschin: Sadnu, Roman, Ulma und Scherban.

Endlich können wir die durch bogenförmige Sandbänke an den Meeresufern südlich der Vorgebirge von Midia und Küstendsche abgetrennten Wasserbecken Taschaul, Kanara und Tusla hierher rechnen.

Meerbusen (Lagunen). Die Meerbusen dehnen sich südlich vom Delta längs der Küste der Dobrudscha aus. Wir erwähnen den Golf von Rasim, welcher durch den Dunavetz mehr als $^1/_{10}$ der Wässer des St. Georgsarmes erhält, und welcher vom Meere durch eine angeschwemmte Landzunge fast ganz abgetrennt erscheint.

Abhängig von diesem grossen Golf erscheinen die Lagunen von Zmeica, Tolovitza und Sinoe, deren Wässer natürlich gesalzen sind und 11—18 pro mille Salz enthalten.

Uebersicht des geologischen Baues von Rumänien.

In dem herrlichen, das Königreich Rumänien gegen Nord und West hin begrenzenden Gebirgsbogen der Karpathen lassen sich drei grössere Abschnitte unterscheiden, von denen einer im Westen gegen das Temescher Banat und unter Fortsetzung nach Serbien bis zur Vereinigung mit dem Balkangebirge sich erstreckt, der zweite im Nordosten in der Richtung der Bukowina gelegen ist, während der dritte in der Mitte zwischen der Walachei und Moldau das die topographische Configura-

tion des Landes charakterisirende Eck zwischen diesen alten Provinzen bildet.

Alle diese drei karpathischen Bogenstücke mussten einstens von mächtigen Abbrüchen und Verschiebungen begleitet worden sein, und zwar, wie das Vorkommen von Erzlagerstätten zu beweisen scheint, sowohl auf der concaven wie auf der convexen Seite.

So sind im westlichen Bogenstücke, sowohl diesseits als auch jenseits, Injectionen mineralisirter Wässer in Verbindung mit der Eruption plutonischer Felsarten (Banatite) zu beobachten, und zwar im Allgemeinen an den Contactlinien der sedimentären Ablagerungen mit den krystallinischen Schiefern, welches zu folgenden Bildungen Anlass gegeben hat:

1. In Rumänien zu bedeutenden Lagerungen von Magneteisenstein, Kupfer, Limonit, Manganerz, welche ich in den Jahren 1881/1882 zwischen den Bergkuppen von Sulitza und Obîrșa und zwischen den Gebirgen von Bahna und Baia de Aramă entdeckt habe. [1])

2. Im Banate zu ebensolchen Lagerungen von Magneteisenstein, der insbesondere in den Gruben von Morovitza, wo er in grösster Reinheit und Mächtigkeit einbricht, ausgebeutet wird. Ferner zu Eisenkiesen, die bei Neu-Moldova behufs Erzeugung von Schwefelsäure gewonnen werden, dann zu Kupfererzlagerungen bei Sasca, zu dem silberhältigen Bleiglanz bei Ciclova, Oravitza und Dognasca, sowie zu den Chromerzen von Ogradina.

3. In Serbien, als Fortsetzung des Banater Hauptzuges, sind mit den Eruptivfelsmassen die Erzlagerstätten von Maidanpek, Kutschaïna, Krupania, Rudnic Golubacz, Tenda, alle ihres Reichthumes an Kupfer, Blei, Eisen, Zink, Silber und Gold wegen sehr berühmt, zu Tage getreten.

In der nördlichen Fortsetzung des Erzvorkommens im Banate sind auch die Gold-, Silber- und Kupfererze, auf welchen die älteren Bergbaue in der Umgebung von Abrudbanya und Rezbanya in Siebenbürgen beruhen, bemerkenswerth.

Der karpathische Bogenzug im Nordosten Rumäniens gegen die Bukowinaer Grenze ist längs der goldenen Bistritza nächst Brostein von bedeutenden Mangan- und Brauneisensteinflötzen begleitet, und seine weitere Fortsetzung in der Bukowina weist die erheblichen Lager von Magneteisenstein und Braunstein, bei Jacobĕni, von Kupferkies und Schwefelkies bei Fundul-Moldovei, Alunŭ und Clejile, von Eisenglanz- und Magneteisenstein bei Dorna-Vatra und die Sphärosideritflötze bei Câmpulung auf.

Auf dem entgegengesetzten, concaven Abhange sind die Edelmetall führenden Erzlagerstätten bei Rodna im nordwestlichen Siebenbürgen hervorzuheben.

---

[1]) Bis 1881, als ich die Durchforschung dieser Gegend unternahm, kannte man blos die um das Jahr 1879 im Abbau gestandenen Kupfererze von Baia-de-Aramă.

Meine unausgesetzten Forschungen in den Jahren 1881 und 1882 führten zur Entdeckung der wichtigen obengenannten Lagerstätten. Siehe „Buletinul Societătii geografice române 1883“ und meine Monographie „Mehedinții: Studii geologice, tecnice și agronomice“.

Schliesslich ist der grosse, zwischen der Wallachei und der Moldau wie ein eingeschobener Ellbogen emportretende Karpathenzug in Verbindung mit zahlreichen Petroleumquellen, welche die ganze Masse des Gesteins auf einer bedeutenden, mehr als 2000 Quadratkilometer weiten Ausdehnung durchdringen und welche die Ausgangspunkte umfassender Bohrarbeiten behufs Auffindung und Ausbeutung des Petroleums bilden.

Das mannigfaltig gegliederte Grenzgebirge, welches die beiden bogenförmig geschwungenen Züge des Karpathenmassivs in der Wallachei und der Moldau bilden, haben eine sehr verschiedenartige petrographische Zusammensetzung.

In der Wallachei besteht das ganze Centralmassiv in seinem Bogenzug von den Gebirgen der Cerna bis zu jenen der Dâmbovitza aus krystallinischen Schiefern, welche von verschiedenen Eruptivgesteinen durchsetzt werden.

Dieser krystallinische Stock, welcher sozusagen das Skelet der Karpathen darstellt, bildet eine Zone von etwa 240 Kilometer Länge und 22 Kilometer Breite, bedeckt mithin annähernd einen Flächenraum von 5200 Quadratkilometer.

Derselbe wird dort, wo er bei Vîrciorova die Donau erreicht, durch zwei Schollen mesozoischer Sedimente unterbrochen, welche, hauptsächlich aus kalkigen Gesteinen bestehend, das umliegende weiche Schieferterrain theils in Form schroffer Klippen von geringer Höhe und Ausdehnung, theils als zusammenhängende, weithin streichende Kämme von vielleicht 100 Meter Höhe überragen. Diese jüngeren Sedimente entstammen verschiedenen geologischen Epochen.

Die westlichen Kalkzüge sind bekanntermassen Jura und erstrecken sich von Mehadia an der Banater Grenze bis über Cloşani in einer Länge von 45 Kilometer und einer Breite von 4 Kilometer, während die östlichen, von mir bereits als cretaceisch bezeichnet, bei Vîrciorova beginnend, sich als weit fortstreichende Klippenzüge in einer den vorbenannten Zügen fast gleichen Ausdehnung in das krystallinische Gebirge bis über Baia-de-Aramă hineinziehen.

Die Eruptivbildungen (syenitische, dioritische und serpentinische Felsarten) haben hier, die Grenze der mesozoischen Sedimente gegen die krystallinischen Bildungen durchsetzend, zu einer prachtvollen Entwicklung jener mineralogisch interessanten Wechselgebilde zwischen der durchbrochenen und der durchbrechenden Gebirgsart geführt, die man in der Wissenschaft mit dem Namen Contactgebilde zu bezeichnen pflegt.

In der Zone des Contactes liegen die zahlreichen Erzlagerstätten dieses Zuges, nämlich jene von Kupfererzen, Oligist bei Baia-de-Aramă, von Magneteisenstein bei Podeni, von Mangan- und Kupferkies bei Bahna und von Magneteisenstein und Kupferkies bei Obîrşa, fast alle von Nordost nach Südwest, parallel mit dem Gebirgszug des Mehedintzer Districtes, gerichtet.

Die Kalkmassen sind zuweilen am Contacte mit den Eruptivgesteinen marmorisirt, während die Schiefermassen zu wahren Phylliten umgebildet sind.

Ein sehr entwickeltes, aber noch wenig bekanntes Vorkommniss von mesozoischen Bildungen, welches innerhalb dieses krystallinischen

Gebietes auftritt, sind jene Gebilde, welche als steile Felsmassen am Rande des Gebirges emportauchen. Als solche führen wir an: Die Kalkmassen von Baia de Fer, jene von Bistritza und die von Königstein und Strunga. Dieselben sind alle als Jura bekannt. Diese mesozoischen Vorkommnisse sind vollkommen gleichartig gegliedert; dolomitische Kalksteine, Mergelschiefer und sandige Schiefer. Sie sind die einzigen, welche auch räumlich eine wichtigere Rolle im geologischen Bau der rumänischen Karpathen spielen.

Zumeist bilden die mesozoischen Sedimente, und zwar sowohl am südlichen Rande des krystallinischen Massives, als auch nördlich von demselben, vereinzelte Klippen, welche, in ihrer Gesammtheit betrachtet, als weithin streichende Klippenzüge aus dem krystallinischen Gebiete hervorragen. Dieselben sind in ihrer Gesammtausdehnung von Eruptivgesteinen mit Metalllagerstätten begleitet; besonders bemerkenswerth sind hier Vorkommnisse von Spath-, Roth- und Brauneisenstein, Sphärosiderit, Kupferkies und Mangan. Auch durch Anthracit- und Graphitlager, die ich bei Schela, Crasna und Cernadia im Districte Gorj entdeckt habe, zeichnet sich diese Zone aus.

Nicht minder beachtenswerth sind die Braunkohlenflötze, welche sich innerhalb dieser Zone vorfinden. Sie erfüllen einzelne jener Einbuchtungen, welche hie und da tief in das krystallinische oder Kalksteingebirge eingeschnitten sind, wie bei Bahna, Balta, Ponoare und Baia-de-Aramă.

Dieser zusammenhängende Complex von krystallinischen Schiefern und Kalken in Begleitung von Eruptivgesteinen, Erzlagerstätten und Kohlenablagerungen stellt diejenige Gebirgsregion dieses Theiles von Rumänien dar, welche im Süden durch eine bei Gura-Văii an der Donau beginnende, über Baïa-de-Aramă, Bumbesti, Bivolàri und Campulung hinziehende und jenseits des linken Dâmbovitzaufers in den sogenannten Strungabuchten sich verlaufende Linie begrenzt wird.

Der von der Wasserscheide der Dambovitza längs der Grenze bis in den Nordosten des Landes nach der Bukowina hin sich erstreckende Gebirgsstock ist vom tektonischen und petrographischen Standpunkte aus ein ganz verschiedener.

Da dieser ausgedehnte Gebirgsstock blos die südliche Verlängerung des Gebirgslandes der Bukowina ist, so bietet er natürlich auch alle geologisch charakteristischen Merkmale dieses letzteren.

So beobachtet man im Gebiete der goldenen Bistritza ebenso wie im angrenzenden Lande als Kern des Gebirges eine krystallinische Zone, welche längs des genannten Flusses von mesozoischen Kalken in Wechsellagerung mit Eruptivgesteinen und metallführenden Lagermassen begleitet wird, ganz analog den Vorkommnissen im westlichen Bugtheile der Wallachei.

Die Zone krystallinischer Gesteine wird im Westen von Nummuliten führenden Schichten überlagert, welche ihrerseits wieder auf dem mächtigen Trachytstock des „triplex confinium“ zwischen Rumänien, Bukowina und Siebenbürgen aufruhen, — im Osten dagegen von einer an 15 Kilometer breiten Zone von Karpathensandstein.

Diese östliche Sandsteinzone bildet für sich allein in ihrer Fortsetzung nach Süden den ganzen Gebirgszug der moldauisch-siebenbürgischen Grenze von etwa 200 Kilometer Länge.

An der wallachischen Grenze dreht sie sich weiterhin zunächst nach Südwest und bildet endlich in beinahe ostwestlicher Streichungsrichtung die bis an die Wasserscheide der Dâmbovitza reichende Gebirgsmasse dieser Provinz.

Diese zusammenhängende Zone, welche man unter dem Namen Flysch bezeichnet, bildet ein immerhin noch zu ganz ansehnlichen Höhen ansteigendes Bergland. Das weiche Material ihrer Schichten ist allerorts durch den Seitendruck, welcher bei der Hebung des Karpathengebirges überhaupt ausgeübt wurde, in mannigfaltiger Weise zusammengeschoben und zeigt daher die gewaltigsten Störungen, Wellenbiegungen und Knickungen, Ueberstürzungen und Ueberschiebungen.

Die Gliederung und geologische Altersbestimmung der petrographisch so einförmigen und sich überall gleichbleibenden Flyschzone ist schwer festzustellen. Doch unterscheidet man zwei verschiedene Niveaus, das untere als cretacisch (Neocom und Cenoman) und das obere als alttertiär (Eocän und Oligocän).

Die Gliederung und Zusammensetzung der cretacischen Karpathensandsteine ist nur im äussersten Nordwesten der Moldau zu beobachten, wo sie in einer 20 Kilometer breiten Zone die siebenbürgisch-moldauische Grenze am Tolgyöspass schief durchschneiden (Richtung Nordsüd, quer durch Siebenbürgen), um erst an der wallachisch-siebenbürgischen Grenze von Neuem anzusetzen; sie besitzen hier an der Prohova'er und Buzeu'er Wasserscheide eine nur dürftige Entwicklung.

Im Uebrigen ist der ganze siebenbürgisch-moldauische Grenzkamm mit einer kaum nennenswerthen Unterbrechung von einer schmalen, den oberen cretacischen Gliedern angehörenden Zone gebildet.

Der untere cretacische Flysch, welcher in der Moldau ebenso wie in der Wallachei unmittelbar auf dem krystallinischen Schiefer lagert (eine Eigenthümlichkeit der östlichen Karpathensandsteine), besteht im Wesentlichen aus kalkigen Facies, weissen oder dunkelgrauen, hieroglyphenreichen Kalksandsteinen, oder auch bläulich-grünen Hieroglyphensandsteinen und Kalkschiefern, krummschaligen, glimmerigen, grauen Gesteinen und Mergelkalken.

Die Mergelkalke eignen sich vielfach zur Erzeugung hydraulischer Kalke, die in mehreren bedeutenden Fabriksbetrieben im Wasserscheidegebiete der Prahova gewonnen werden. Dieselben liefern den zur Erbauung der Festungswerke der Hauptstadt nöthigen Cement.

Charakteristisch für diese Karpathenglieder ist die vorwiegende Entwicklung kalkiger Facies. Weiter auf den Abhängen treten sehr feste Conglomerate in Wechsellagerung mit feinkörnigen Sandsteinen auf.

Das Conglomeratgestein enthält grosse Geschiebe von krystallinischem und Jurakalk. Solche Conglomerate sind in den Bergen: Paduchiosu, Omul und Cheia zu sehen. Am Aussenrande dieses Complexes älterer Karpathensandsteine lagern die sogenannten eocänen und oligocänen Sandsteine.

Die höchsten Schichten dieses Gebietes bestehen aus Sandsteinen, die stellenweise den gewöhnlichen petrographischen Typus der Magurasandsteine zeigen und gegen unten vielfach mit Schiefern wechsellagern, die bald mehr, bald minder ausgesprochen den petrographischen Habitus der Menilitschiefer an sich tragen.

Diese Menilitschiefer bilden einen Complex von blätterigen, Fischreste führenden, bituminösen Schiefern, weissen Sandsteinen, dunklen, weiss verwitternden, kieseligen Schiefern und Lagen von zuweilen gestreiftem Hornstein.

An der Basis dieser Formation bemerkt man oft das Vorkommen jener gebänderten, schwarzen Schiefer und kieseligen Sandsteine, welche bei Tîrgu-Ocna als Schipoter Schichten bezeichnet worden sind.

Zuweilen sind denselben Sandsteine und fossilführende Kalklagen mit Nummuliten, wie bei Orasa, Cracau-Negru, Neamtzu, Agapia und Malini in der Moldau untergeordnet.

Nach oben ist das ganze System der Karpathensandsteine durch salz- und gypsführende röthliche Mergel, bunte Thone und grobkörnige Sandsteine abgeschlossen, wie sie sich in der Moldau, in den Oituzthälern zeigen, und wie sie in der Wallachei, das Obereocän oder Oligocän constituirend, die Thäler des Teleajău, der Prahova und der Dâmbovitza übersetzen.

Die alttertiären Karpathengesteine bilden in ihrer Gesammtheit eine mächtige Zone von etwa 20 Kilometer Breite, welche aus der Bukowina ohne Unterbrechung die Richtung nach dem Süden verfolgt bis weit in die Moldau hinein, hier einen sehr langen Gebirgszug zusammensetzt, der fast die Höhe von 2000 Meter erreicht, und so die Gebirgsgegenstrebe bildet. Im Süden umsäumt diese Sandsteinzone den siebenbürgisch-moldauisch-wallachischen Karpathenbogen in einer Breite von 15 bis 25 Kilometer. Sie dehnt sich von hier in westlicher Richtung aus, sich nach und nach verschmälernd, bis sie im Dâmbovitzathal ganz verschwindet, um weiterhin nur in Form vereinzelter schmaler Schollen von Nummulitenkalkstein bei Nămăesci und Albesci wieder zu erscheinen. Diese Schollen von Nummulitenkalk liefern die vorzüglichen Bausteine, welche vor Zeiten zum Baue eines der schönsten architektonischen Denkmäler des Landes, der Klosterkirche Curtea de Argeș, und in den letzteren Jahren zu deren Restaurirung gedient haben. Als Unterlage haben sie Kreidesedimente. Sie erscheinen auch als Grobkalk, bankförmig geschichtetes oder lockeres Conglomerat und Sandstein, so bei Nucșoara, Arefu und Căpățineni, im Contacte mit krystallinischen Schiefern, oder auch schollenförmig im Innern des krystallinischen Massivs aufgelagert, wie an der Mündung des Lotruflusses.

Eine besondere Bedeutung erlangen diese alttertiären Formationen durch die unerschöpflichen Massen Steinsalz, welche sie umschliessen.

Von sehr grosser Bedeutung sind auch die Vorkommnisse von flüssigem Petroleum in ihrer Nachbarschaft, zunächst in der Moldau an der Randzone der Neogenformationen, ferner von erhärtetem Erdwachs oder Ozokerit, wovon eine classische Localität in der Moldau, benannt Părîul-lui-Tudorache, nächst Cerdac besteht.

Am Süd- und Ostrande dieses Gebirgszuges, der sich mannigfaltig entwickelt und in Bogenform westlich von Vîrciorova an der Donau beginnend, an der nördlichen Grenze der Moldau in so verschiedenartiger Structur endigt, schliesst sich zunächst eine Hügelzone von thonigen Sandsteinen, Letten und Lettenschiefern an, die als Neogen bezeichnet wird.

Hier sind zu unterscheiden: Die marinen Ablagerungen (zur Mediterranstufe gehörig, in der Wallachei durch Steinsalz und Gyps bezeichnet), brackische Ablagerungen (sarmatisch) und die der Congerienstufe zugehörigen Süsswasserschichten.

Die marinen Salzthongebilde sind zunächst an den eocänen und oligocänen Gebirgsrand gebunden; sie besitzen ihre schönste Entwicklung in der Wallachei.

Die hierher gehörigen Bildungen, bestehend aus einem Wechsel von Tegeln und Thonen, bemerkt man meistens in den tiefer ausgewaschenen Thälern und Schluchten und am Fusse der die Convexität der Karpathen umschreibenden Hügel auf einer 10 bis 15 Kilometer breiten und 140 Kilometer langen, von jüngeren Ablagerungen gänzlich bedeckten Zone, welche sich zwischen der Putnaer Wasserscheide und dem rechten Ufer des Olt (Aluta) bei Rîmnicu-Vâlcea hinzieht. Westlicher habe ich deren Spuren nicht mehr entdeckt.

Das merkwürdigste Vorkommen dieses Gliedes der tertiären Formation ist das Steinsalz, dessen mächtige Stöcke, weit erstreckte Lager und hoch an den Tag erhobene Felsmassen kleinere und grössere Becken und Kessel ausfüllen und hier und da wahre Salzberge bilden.

Das Vorhandensein dieser Terrains, selbst wenn sie unter neueren Ablagerungen verborgen wären und ihre Gebilde nicht zeigten, ist sehr leicht an den bedeutenden Einstürzen und Abrutschungen der sie bedeckenden Erdmassen zu erkennen. Die Berge haben überall, wo Steinsalz oder Salzquellen vorkommen, einen steilen, oft absätzigen Abhang, die Thäler hingegen zeigen bei derartigen Vorkommen Senkungen und Vertiefungen. In jenen Gegenden besonders, wo das Salz zu Tage ansteht, werden die meisten Rutschungen und Einstürze wahrgenommen. Die Gebirgsschichten lassen überhaupt auf grosse Störungen schliessen, das Streichen und Verflächen derselben ist sehr veränderlich, und alle diese Vorkommnisse sind den darunter liegenden Salzmassen zuzuschreiben, welche in geringerem oder grösserem Maassstabe durch Wässer ausgelaugt werden. Diese Terrains zeichnen sich durch Armuth an Petroleum aus.

Die sarmatischen Ablagerungen finden sich bedeutend entwickelt in der Moldau, wo sie fast allein, mit Ausnahme der Diluvialablagerungen, die Masse dieses Hügellandes bilden. Sie erscheinen am Tage sowohl auf den ganz hoch hervorragenden Hügelkuppen als auch in den tiefer ausgewaschenen Thälern und Schluchten, indem sie an der Grenze der Karpathensandsteine der Moldau beginnen, sich nach Osten und Süden auf mehr als $^3/_4$ der Oberfläche dieser alten Provinz hinziehen, und so einen Flächenraum von circa 24.000 Quadratkilometer bedecken.

In denselben sind sowohl petrographisch, wie theilweise auch paläontologisch zwei Glieder vollkommen deutlich charakterisirt.

Das untere Glied besteht aus einem bläulich-grauen Letten, der sowohl an den Schichtungsflächen wie auch sonst nach allen Richtungen hin mit oft nur sehr dünnen Lagen eines sehr feinen, glimmerreichen Sandes durchzogen ist.

Das obere Glied dieser Stufe besteht in dem genannten Gebiete überall aus mehr oder minder festen und deutlich in Bänken bis zu

mehreren Metern Dicke geschichteten, gelblichen, thonigen und kalkigen Sandsteinen, die oft mit sehr lockeren Sandlagen wechsellagern. Dieselben sind stets nahezu horizontal, mit einer kaum merklichen Neigung gegen Südost gelagert und führen überall, wo sie entblösst sind, die für die sarmatische Stufe so charakteristischen Petrefacten. Dieses Glied liefert die einzigen Bausteine in diesen Gegenden.

In der Wallachei erscheinen diese Gebilde nur als zerrissene Zungen und Lappen von Kalksteinen und Letten, zuweilen sehr hoch inmitten anderer Neogenablagerungen, wie dies in den Districten von Buzeu, Prahova und Dâmbovitza bemerkbar ist.

Dieselben liefern nur geringwerthige Sorten von Bausteinen.

An die sarmatische Stufe in der südlichen Moldau und an die Salzthonzone in der Wallachei schliesst sich südlich ein Gebiet jüngerer Neogenablagerungen, den Congerien- und Paludinenschichten zugehörend, an. Diese Gebilde, welche im Osttheile Rumäniens die hügelige Endregion umfassen, lehnen sich in ihrer westlichen Fortsetzung direct und ohne jede Dazwischenkunft älterer sedimentärer Ablagerungen an die krystallinischen Schiefer an, welche jenseits von Rîmnic in einem Halbkreis abschliessen. Sie stützen sich im Randgebirge jäh und mit steilem Rande gegen diese Stufe und bilden ein über 500 Meter Seehöhe erreichendes Hochland.

Diese Ablagerungen gehören an der Basis der pontischen Stufe an, das heisst, sie sind gebildet aus weissem Mergelschiefer und Schottermassen, in ihrem Obertheile jedoch bestehen sie aus tegeligen und sandigen Schichten mit Paludinen und Viviparen und sind somit als levantinische Stufe bezeichnet.

Sie bilden einen sehr mächtigen, ausgedehnten Complex, der mit einer Schichtenneigung von mehr als 15° und zahlreichen Störungen unter dem Löss an der Hügelrandzone verschwindet.

Diese Formationen sind durch ihren Reichthum an Petroleum höchst bemerkenswerth; sie sind sozusagen das classische, Petroleum führende Terrain der Wallachei.

Wir haben sonach in Rumänien zwei Petroleum führende Niveaux: eines in der Moldau, in den Karpathensandsteinen des Flysches, und ein zweites, viel höher gelegenes und ausgedehnteres in den jüngeren Neogenablagerungen der Wallachei.

Es ergibt sich daher, dass der Petroleumreichthum der Wallachei ein viel bedeutenderer ist, als jener Galiziens und der Bukowina, wo das Petroleumvorkommen blos auf den Horizont der Karpathensandsteine beschränkt ist, während Rumänien neue Oelfundorte in einem eine viel bedeutendere Oberfläche umfassenden Terrain aufweist, indem diese Ablagerungen hier sogar nicht nur auf die Region der wallachischen Erdhügel beschränkt sind, sondern auch unter dem Diluvialboden der Felder in ganz geringen Tiefen vorkommen.

Eine restringirende Beobachtung ist jedoch die, dass die Erdölvorkommnisse dieses Gebietes auf diejenigen Partien der jüngeren Neogengebilde beschränkt zu sein scheinen, welche an die Aufbruchszonen der denselben als Unterlage dienenden, Salz führenden Terrains grenzen, während in grösseren Entfernungen von den letzteren keine Oelfundpunkte bekannt sind.

Einen anderen Mineralreichthum dieser jüngeren Neogenablagerungen bilden die sehr ausgedehnten Lignitflötze, und zwar zeigen sich dieselben vorzugsweise in den unteren, Paludinen führenden Schichten, nämlich in einem den Petroleum führenden Schiefern, welche mehr in den eigentlichen Congerienschichten lagern, übergestellten Niveau.

In den Neogengebilden entspringen auch viele Salzquellen, welche nicht immer auf das Salzvorkommen im unmittelbaren Untergrunde schliessen lassen, indem das Salzlager auch auf grosse Entfernungen vom Aufquellpunkte [1]) gelegen sein kann.

In ihrer Gesammtheit betrachtet bedecken die Salzquellen und die anderen Glieder der Salz führenden Formation, als die Thonconglomerate, Gyps und Salz führenden Sandsteine, die Gypsstöcke und die unerschöpflichen Massen von Steinsalz, welche sie umschliessen, einen bedeutenden Flächenraum am Fusse unserer Berge, und zwar von circa 22 Quadratmyriameter in der Moldau und von circa 45 Quadratmyriameter in der Wallachei, eine Ausdehnung, welche nur mit der nicht minder bedeutenden von nahezu 150 Quadratmyriameter in Siebenbürgen, Galizien und Bukowina zu vergleichen ist.

Verschiedene Heilquellen entspringen diesen Ablagerungen an verschiedenen Punkten von Rumänien, wo auch einige Badeetablissements eingerichtet sind.

Von grossem, sowohl theoretischem wie praktischem Interesse ist auch das Vorkommen von Schwefel, Gyps und Kohlen in den Neogenablagerungen.

Salzige Schlammvulcane kommen bei Berka (Buzeu) vor, wo sich auch entzündliche Kohlenwasserstoffgase entwickeln. Salzige Moore und Sümpfe sind bei Balta-Albă, Lacul-Sărat etc.

Die Felderregion, sowie fast die gesammten Vorkarpathen Rumäniens erscheinen allenthalben von einer mehr oder minder zusammenhängenden Decke eines lössartigen Lehms überzogen, der häufig weisse, kalkige, zerreibliche Concretionen enthält und an der Oberfläche gewöhnlich eine dunkle Ackerkrume bildet.

Diese Diluvialablagerung bemerkt man insbesondere in den Thälern der Hauptflüsse; längs dieser bildet sie regelmässige, oben meist ziemlich geradlinig begrenzte Terrassen. Sie hat eine Mächtigkeit von 0·30 – 1 Meter, zuweilen auch mehr, und lagert manchmal auf Schotterlagen, welche an der Basis der Terrasse oder im Flussbette zum Vorschein kommen.

Manchmal erscheint der Diluviallöss, sowie auch der Schotter röthlich gefärbt, was auf ihre eisenschüssige Beschaffenheit, die wohl auf Eisenquellen zurückzuführen ist, hindeutet.

Der Diluviallöss eignet sich im besonderen Grade zum Ziegelschlag, wozu er auch in der Nähe vieler Städte und Ortschaften verwendet wird.

Der Diluvial- und Alluvialschotter von mehreren rumänischen Flüssen, wie von Motru, Olt (Aluta), Argeș, der goldenen Bistritza, enthält aus dem Muttergesteine ausgewaschene, kleinere und grössere

[1]) Siehe Mat. M. Drăghiceanu, Salinele Romăinei.

Körner von gediegenem Gold, die von Gold führenden Gebirgen in die Flussthäler herabgeführt worden sind.

Die Dobrogea erscheint als ein von Hügelzügen bedecktes Hochland, welches eine Gipfelhöhe von 500 Metern erreicht und gar viele Höhenpunkte aufweist, die das Meer, und was an dieser Stelle gleichbedeutend ist, die Donau, um 200—300 Meter überragen.

Diese Provinz ist von den letzten Ausläufern der Karpathen und des Balkangebirges gebildet, welche so durcheinander verschoben sind, dass es sehr schwer wird, sie dem einen oder dem anderen Gebirgssystem zuzurechnen. Man findet hier Anklänge und wirkliche Vertreter der beiden Gebirgssysteme, daher als tektonisch in Wechsellagerung auch die verschiedenartigsten geologischen Formationen, als:

1. Paläozoische Terrains, welche sich mehr dem Balkansysteme anreihen, da paläozoische Bildungen in den rumänischen Karpathen nirgends angetroffen werden, ein Umstand, der das Vorkommen von Steinkohlen in den rumänischen Karpathen entschieden ausschliesst. Diese Terrains bilden das Massiv von Babadag.

2. Krystallinische Schiefer und Eruptivfelsen, welche im Norden in der Form von alleinstehenden Inseln mehrere Massive, wie das bei Matschin, Greci, Cocoșu, Almadscha und Kamena, zusammensesetzen.

3. Mesozoische Formationen aus Kalksteinen, Schiefern und Sandsteinen, welche von einander durch krystallinische Felsen getrennt sind, gebildet.

Diese Ablagerungen bilden das Massiv der Dobrogea'er hohen Hügelreihe, welche sich mehr im Norden entwickelt, während wir im Süden, wo sich die Steppenregion ausdehnt, die durch Kalke, thonige Sedimente und Sande aufgebauten tertiären Terrains wahrnehmen.

Mit den Eruptivgesteinen in Wechsellagerung finden sich hier öfters Metall führende Lagerstätten, und zwar: Eisenstein, Blei- und Kupferkies.

Ueber die Darstellung und die Krystallform einiger Calciumchromate.

Von **H. B. v. Foullon.**

(Mit 8 Zinkographien.)

Eine Reihe von Versuchen, welche den Zweck hatten, ärmere Chromerze ökonomisch verwerthbar zu machen, lehrten mich nebenbei ein hervorragendes Krystallisationsvermögen verschiedener Calciumchromate kennen. Da ich in der Literatur über einen Theil der erhaltenen Producte überhaupt, über die Krystallformen aller gar keine Angaben fand, schien es wünschenswerth, dieselben in letzterer Beziehung weiter zu untersuchen.

Es war nicht der Zweck meiner Arbeit, bestimmte Verbindungsstufen von Calcium und Chromsäure darzustellen, sondern handelte es sich lediglich um eine billige Ueberführung des Chromoxydes in Chromsäure und eine endliche Gewinnung der letzteren in einer für den Handel zweckmässigen Form oder Verbindung. Die Calciumchromate bildeten demnach nur ein Stadium der Arbeit. Da es sich um die Lösung einer praktischen Frage handelte, wurden auch die Reagentien nur in einer solchen Qualität verwendet, wie sie bei der Manipulation im Grossen in Anwendung kommen, und konnte namentlich vorerst nicht darauf hingearbeitet werden, die Chromsäure vollständig schwefelsäurefrei zu machen. Die erhaltenen, und weiter zu Krystallisationen verwendeten Calciumchromatlösungen enthielten daher vom Hause aus eine kleine Menge Calciumsulfat beigemengt, ebenso eine Spur von Magnesium, wohl an Chromsäure gebunden, waren aber frei von Alkalien.

Um die allfällige Wiederdarstellung der erhaltenen Verbindungen in Krystallen leicht zu ermöglichen, möchte ich von den von mir ursprünglich eingeschlagenen Wegen hier völlig absehen und einfache, directe Verfahren angeben.

Stellt man sich von der gewöhnlichen, käuflichen Chromsäure (sie enthält immer etwas Schwefelsäure) eine verdünnte Lösung dar und trägt nach und nach gepulvertes Calciumcarbonat ein, so wird dieses eine Zeit lang rasch zersetzt, das gebildete Calciumchromat bleibt in Lösung. Hat man nun so viel Calcium zugeführt, als zur Bildung von $CaCrO_4$ für die vorhandene Menge von Chromsäure nöthig

war, so wird bei fortgesetztem Eintragen von Kalkspath dieser noch immer zersetzt, es entstehen basischere Salze, welche sich in Form eines citronengelben Pulvers ausscheiden.[1]) Bei der Ausführung dieser Operationen in normaler Zimmertemperatur bleibt viele Kohlensäure in der Lösung absorbirt und man gewahrt dann manchmal eine ziemlich energische Rückbildung, indem Calciumcarbonat ausfällt, während ein Theil der basischen Salze in Lösung geht. Diese tritt namentlich dann ein, wenn die, durch die Umsetzung von Kohlensäure und Chromsäure warm gewordene Lösung wieder erkaltet.

Führt man die Operation mit auf 50—60° erwärmter Chromsäurelösung aus und hört mit dem Eintragen von Kalkspathpulver auf, sobald sich basische Salze abzuscheiden beginnen, so vermehren sich diese etwas bei der Abkühlung, die überstehende Lösung wird vollständig klar und besitzt eine citronengelbe Farbe.

Diese Lösung liefert nun in Krystallisirschalen an freier Luft, bei einer Temperatur von ungefähr 15° aufgestellt, nach längerer Zeit citronengelbe Kryställchen, die fast ausnahmslos am Boden der Schale anschiessen und an diesem sehr fest angewachsen sind. Nur sehr wenige Individuen schiessen an der Oberfläche an, schwimmen längere Zeit, sinken endlich unter und wachsen ebenfalls am Boden fest.

Der grösste Theil dieser Krystalle wurde gewonnen, einige wenige blieben in der Mutterlauge, um ihr fortschreitendes Wachsthum zu beobachten. Dieses geht sowohl an der Luft, als über Schwefelsäure im Exsiccator nur langsam vor sich, lässt sich aber leicht mit Sicherheit wahrnehmen. Bei allmäliger Verdunstung wird die Lösung etwas dunkler gelb und es erscheinen namentlich an der Berührungsfläche von Mutterlaugeoberfläche und den Gefässwänden nach abwärts wachsende tafelige Kryställchen, die sofort ihren gypsähnlichen Habitus verrathen.

In diesem Stadium bleiben die citronengelben, zuerst entstandenen Krystalle eine Zeit lang unverändert, bis sie plötzlich verschwinden. Es führte dies zur Vermuthung, dass sie nur eine Modification der später anschiessenden seien, dem ist aber nicht so, und kann ihr Verschwinden nicht auf eine einfache Auflösung zurückgeführt werden, sondern muss eine Folge von Zersetzung sein.

Die zuerst entstandenen Krystalle sind recht unansehnlich, die meisten trüb und viele sind parallele Verwachsungen mehrerer Individuen.

---

[1]) Auf gleiche Weise hat schon M. Siewert chromsauren Kalk dargestellt. Siehe: Ueber eine neue Darstellungsweise der Chromsäure und einige chromsaure Salze. Zeitschr. f. d. gesammten Naturwissensch. 1862, Bd. XIX, S. 11—33. Chromsaurer Kalk S. 29. Siewert bemerkt, dass er trotz Digestion einer Chromsäurelösung mit überschüssigem Marmor eine saure Lösung erhielt. Wie hier gezeigt werden wird, hat er die Bildung basischerer Salze wahrscheinlich übersehen.

Es sei auch erwähnt, dass sich Chromeisensteine im trockenen Chlorstrom, namentlich wenn sie mit Kohlenpulver gemischt werden, rasch vollkommen aufschliessen lassen. Das Chrom scheidet sich als Chromchlorid in sechsseitigen, einaxigen, violetten Blättchen ab, die bei einiger Vorsicht wohl in messbaren Krystallen zu erhalten sein dürften. Wo es sich um die blosse Bestimmung des Chromgehaltes in Chromeisensteinen handelt, wird man heute nur die überaus bequeme Aufschliessung mit Natronkalk anwenden. Für vollständige Analysen ist aber diese Aufschliessung nicht geeignet und liesse sich für letztere vielleicht durch eine solche im Chlorstrom eine zweckdienliche Methode ausarbeiten.

Letztere entstanden in einer Schale ausschliesslich, während eine dritte Portion nur einfache Individuen lieferte. Die Substanz ist luftbeständig, wenigstens zeigte sie nach wochenlangem Liegen an der Luft keine wahrnehmbare Veränderung.

Beim Glühen werden die Krystalle undurchsichtig, licht citronengelb, an der Oberfläche tritt hierbei rasch Reduction der Chromsäure ein.

Der chemischen Zusammensetzung nach entspricht die Substanz der Formel $Ca_2CrO_5 + 3H_2O$, die Krystalle enthalten aber Verunreinigungen, ihre ermittelte Zusammensetzung ist unter I., die theoretische obiger Verbindung unter II. angegeben.

	$Ca_2CrO_5 + 3H_2O$	
	I. gefunden	II. berechnet
Chromsäure	37·57 Procent	37·71 Procent
Schwefelsäure . . .	0·26 „	— „
Kohlensäure . . .	0·36 „	— „
Calciumoxyd . . .	42·36 „	42·03 „
Wasser	19·34 „	20·26 „
	99·89	100·00

Aus den Analysenresultaten lässt sich nicht erkennen, ob das vorhandene Calciumsulfat eine gleiche Zusammensetzung wie das vorliegende Calciumchromat habe, oder aber auf beigemengten Gyps zurückzuführen ist. Die Kohlensäure gehört wohl mechanisch eingeschlossenem Calciumcarbonat an. Wahrscheinlich sind diese Verunreinigungen die Ursache, dass die licht citronen- oder strohgelben Krystalle schlecht durchsichtig und daher zu optischen Untersuchungen ungeeignet sind.

In den Figuren 1—3 sind die beobachteten Formen der monoklinen Krystalle möglichst naturgetreu dargestellt. Fig. 1 und 2 zeigen den verschiedenen Habitus von zwei Anschüssen. Es wurden je drei Individuen gemessen, welche dieselben Formen aufwiesen. Von mehreren

Fig. 1.

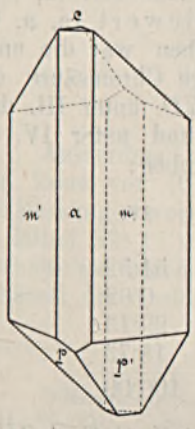


Fig. 2.

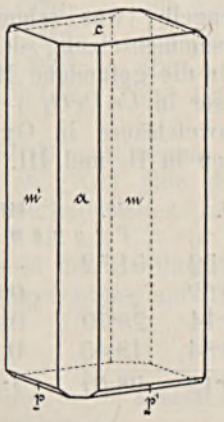
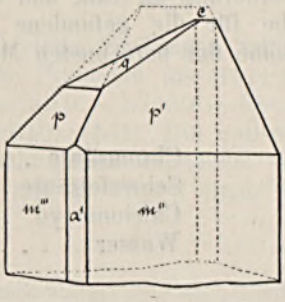


Fig. 3.



hundert Individuen besitzen nur fünf oder sechs noch eine Fläche mehr, auf die noch zurückzukommen ist.

Beobachtete Formen: a (100), c (001), m (110), p ($\bar{1}11$) und q ($\bar{1}12$).

Axenverhältniss: $a : b : c = 1{\cdot}03113 : 1 : 0{\cdot}65004$, $\eta = 98° 13'$.

Winkelwerthe:

Flächen	Berechnet	Gemessen	Anzahl der Kanten	Grenzwerthe
a (100) : c (001)	—	81° 47′	4	81° 40′ — 81° 55′
a (100) : m (110)	45° 35′	45° 45′	10	45° 34′ — 46° 42′
c (001) : m (110)	84° 15·6′	84° 23′	8	84° 10′ — 84° 36′
c (001) : p ($\bar{1}11$)	—	44° 35′	7	44° 15′ — 44° 56′
a^1 ($\bar{1}00$) : p ($\bar{1}11$)	67° 33′	67° 32′	4	67° 18′ — 67° 39′
m^3 ($\bar{1}\bar{1}0$) : p^1 ($\bar{1}\bar{1}1$)	51° 9·4′	51° 2′	11	50° 30′ — 51° 40′
p ($\bar{1}11$) : p^1 ($\bar{1}\bar{1}1$)	—	60° 31′	8	60° 10′ — 60° 55′
c (001) : q ($\bar{1}12$)	23° 30·8′	24° 9′	4	23° 24′ — 24° 20′

q ($\bar{1}12$) erscheint nur bei jenen Krystallen, welche nach einer rückwärtigen Prismenfläche tafelig verzerrt sind. Es herrscht aber auch hier die Tendenz zur Ausbildung von c (001), welche Fläche niemals fehlt. Wie aus Fig. 3 ersichtlich (der Krystall ist um 180° gedreht gezeichnet), wäre ein directer Anschluss von c und p nicht möglich, und q wird gewissermassen als „Nothfläche" eingeschaltet, weshalb sie auch nur einseitig auftritt.

Bei der weiteren Verdunstung der Lösung erscheinen, wie bereits erwähnt, die schwefelgelben Krystalle am oberen Rande des Flüssigkeitsspiegels und des Krystallisirgefässes, bald fallen sie in grosser Menge aus und lagern lose auf dem Boden. Weitaus die Mehrzahl sind Zwillinge, deren grosse Aehnlichkeit mit den Gypszwillingen nach a (100) sofort ersichtlich ist.

Die Krystalle verlieren an der Luft ziemlich bald einen Theil ihres Wassergehaltes, sie werden undurchsichtig, behalten aber Wachsglanz, so dass sie selbst noch zu Messungen verwendet werden können. Beim Glühen werden die Krystalle tief orange- bis zinnoberroth, nach dem Erkalten wieder citronengelb, was schon Siewert (a. a. O.) bemerkte. Die chemische Zusammensetzung derselben war die unter I. angeführte, unter II. ist für die gefundene Menge Chromsäure das Erforderniss an Kalk und Wasser in $CaCrO_4 + 2H_2O$, unter III. dasselbe für die gefundene Schwefelsäure in Gyps und unter IV. die Summe der berechneten Mengen in II. und III. gegeben:

	I.	II.	III.	IV.
		Procent		
Chromsäure . .	51·52	51·52	—	51·52
Schwefelsäure .	0·62	—	0·62	0·62
Calciumoxyd .	29·14	28·70	0·43	29·13
Wasser	18·84	18·45	0·28	18·73
	100·12	98·67	1·33	100·00

Die Krystalle enthielten demnach 98·67 Procent $CaCrO_4 + 2H_2O$ und 1·33 Procent $CaSO_4 + 2H_2O$. Bei der augenscheinlichen Isomorphie der beiden Salze ist die Anreicherung der Schwefelsäure in dem

erhaltenen Producte, gegenüber dem oben beschriebenen, wohl selbstverständlich.

Weder die kleinen Einzelkrystalle, noch die Zwillinge haben eine Flächenbeschaffenheit, welche genaue Messungen zuliesse. So wie beim Gyps sind die Flächen vielfach gekrümmt und durch das Bestreben, (001), (101), (111) und steilere Pyramiden auszubilden, welche Formen in einander übergehen, entstehen gerundete Begrenzungen, die von (010) zu $(0\bar{1}0)$ fast fortlaufende Bilder im Reflexionsgoniometer geben. Unter diesen Umständen musste auf die Ableitung eines Axensystems verzichtet werden, umsomehr, als sich viele der scheinbar einfachen Individuen unter dem Mikroskop als parallele Verwachsungen mindestens zweier solcher nach (010) erwiesen, wodurch verschiedene Abweichungen in den gefundenen Winkelwerthen eine Erklärung finden. Nichtsdestoweniger mögen einige gefundene Werthe angeführt werden, wobei allerdings nur Einzelmessungen herausgegriffen sind, welche einfachen Verhältnissen entsprechen, d. h. je einfachen Bildern auf den zur Messung gelangten Flächen, die einem und demselben Individuum angehören dürften. Zur Vergleichung sind nebenstehend die dem Gyps entsprechenden Winkelwerthe nach Hessenberg[1]), für gewisse Prismen nach Brezina[2]) angeführt. Die Einzelkrystalle sind nach der Axe *a* säulenförmig und von (010), (110) ebenflächig begrenzt, von (010) zu $(0\bar{1}0)$ über (101) sind sie mehr weniger flach gewölbt. Die Zwillinge sind tafelförmig nach (010) mit vorwaltender Entwicklung nach der Axe *c*. In der Prismenzone herrscht grösserer Flächenreichthum, jedoch treten von den verschiedenen Formen nicht alle Flächen auf, z. B. finden sich an einem Zwillinge folgende Flächen: (010), (230), $(3\bar{1}0)$, $(1\bar{1}0)$, $(0\bar{1}0)$, $(\bar{1}\bar{2}0)$, $(\bar{2}10)$ und (120).

Die gefundenen Werthe sind folgende:

	$CaCrO_4+2H_2O$	Gyps
(010) (110)	55° 35′	55° 45′
(010) $(\bar{2}10)$	71° 15′	72° 12′
$(\bar{2}10)$ $(\bar{1}20)$	35° 23′	34° 54′
$(1\bar{1}0)$ $(3\bar{1}0)$	22° —	21° 28′
(010) (230)	45° —	44° 24′ [3])
(010) (111)	71° 15′	71° 45′

Ausserdem ist (101) vorhanden. Bei vielen Zwillingen tritt in der Zone von (010) zu (101) eine steilere Pyramide als (131) auf, die Messungen weisen innerhalb weiter Grenzen (36° 9′ — 37° 30′ — 38° 12′, im Mittel 37° 17′) auf (141) mit 37° 10′ für (010) : (141). Die optischen Verhältnisse lassen sich in den Zwillingen nicht genau feststellen, doch schliesst die Auslöschungsrichtung auf (010) mit der Axe *c* einen weit

[1]) Mineralogische Notizen, Nr. 10. Abhandl. d. Senckenbergischen naturf. Gesellsch. 1871, Bd. VIII, S. 36.

[2]) Mineralogische Mittheilungen. Jahrg. 1872, S. 19. Die Winkel sind hier auf Minuten abgerundet.

[3]) Berechnet nach den Hessenberg'schen Constanten.

grösseren Winkel ein, als dies beim Gyps der Fall ist, wo er circa 50° beträgt (nach M. Bauer's Lehrbuch der Mineralogie, S. 518).

Krystalle von chromsauren Kalk mit 2 Molekel Wasser kann man auch aus der mit Wasser aufgenommenen Aufschliessungsmasse des Chromeisensteins und Natronkalks erhalten. Sehr leicht dann, wenn man Natriumbichromat mit soviel Aetzkalk versetzt, dass die normalen Salze das Natrium und Calcium resultiren. Sonderbarer Weise entstehen hier zuerst nur die gypsähnlichen Zwillinge des $CaCrO_4 + 2H_2O$, während später erst, wo die Lösung bereits einen erheblichen Ueberschuss von Natriumchromat enthält, ja manchmal schon etwas dickflüssig wird, einfache Krystalle sich bilden. Allerdings sind letztere meist nur scheinbar einfach, denn die mikroskopische Untersuchung lässt die Mehrzahl als parallele Verwachsungen nach (010) mindestens zweier Individuen erkennen. Immerhin verdient diese Thatsache eine besondere Beachtung, weil ja schon von P. Klien[1]) für den Gyps der Nachweis geliefert wurde, dass Umstände, welche seine Krystallisation erschweren, regelmässig zur Zwillingsbildung führen, und O. Lehmann[2]) in seiner trefflichen Arbeit über das Wachsthum der Krystalle auf Grund seiner Beobachtungen diese Erscheinung als eine wahrscheinlich gesetzmässige für alle Substanzen anzunehmen geneigt ist. Hier läge also eine Ausnahme vor.

Siewert (a. a. O.) konnte seine erhaltenen Krystalle nicht messen, doch schienen sie ihm „dem schwefelsauren Kalk nicht isomorph, sondern quadratische Säulen mit quadratoctaedrischer Endigung zu sein". Die hier beschriebenen Krystalle lassen bezüglich ihrer Isomorphie mit dem Gyps keinen Zweifel übrig, doch wurden auch Krystallgruppen erhalten, die das Vorhandensein einer zweiten Modification der Verbindung $CaCrO_4 + 2H_2O$ vermuthen lassen. Als nämlich die Temperatur im Krystallisationsraume über 22° C. gestiegen war, erschienen an der Oberfläche der Lösung schwimmende Rosetten, welche sich deutlich durch die Farbe von dem Gypstypus unterschieden, indem sie nicht mehr schwefelgelb, sondern licht orangegelb gefärbt waren. Es lag die Vermuthung nahe, ein wasserärmeres Salz erhalten zu haben, der aber die Analyse widersprach, deren Ergebniss folgendes war:

Chromsäure	= 52·26	Procent
Calciumoxyd	= 29·12	„
Wasser (Glühverlust)	= 18·72	„
	100·10	

Schwefelsäure war nicht eine Spur nachzuweisen, wobei zu bemerken ist, dass allerdings nicht einmal ein ganzes Gramm Substanz zu diesem Versuch verwendet werden konnte. Entgegen unten zu beschreibender Krystalle mit geringerem Wassergehalt sei bemerkt, dass die hier erwähnten Rosetten an der Luft sehr bald matt strohgelb werden, also offenbar Wasser abgeben.

[1]) Beiträge zur Kenntniss des Gypses. Pogg. Annl. 1876, Bd. 157, S. 611—621, darinnen S. 619—620.

[2]) Groth's Zeitschr. f. Krystallogr. 1877, Bd. I, S. 486.

Die aus den Rosetten herausragenden Individuen zeigen stets nur eine geradlinig verlaufende Kante zweier sehr schmaler Flächen, die übrige Begrenzung geschieht durch stark gewölbte Formen. Die gemessenen Winkelwerthe an sechs Individuen schwanken zwischen 69° 25′ und 70° 18′ und gaben im Mittel 69° 45′, welcher Werth dem Winkel von (110) ($1\bar{1}0$) beim Gyps mit 68° 30′ nahe kommt. Obwohl es den Anschein hatte, dass die Bedingungen, unter welchen diese Modification des $CaCrO_4 + 2H_2O$ sich bildet, einfach in dem Fehlen von Schwefelsäure in der Mutterlauge und einer Krystallisationstemperatur von mehr als 22° C. gegeben seien, so gelang es doch nicht mehr, trotz sorgfältigster Einhaltung derselben, diese Krystalle wieder zu erhalten, deren Entstehungsbedingungen, wie weitere Versuche lehrten, andere, nicht erkannte sein müssen. Ob diese Krystalle jenen gleich waren, welche Siewert erhielt, entzieht sich der Beurtheilung und muss es wohl dem Zufalle anheimgestellt bleiben, sie wieder darzustellen.

Schon neben den mehr orangegelben Rosetten zeigten sich bald noch tiefer gefärbte Individuen in scharfer Ausbildung, die in der Mutterlauge langsam weiterwachsen, wobei allmälig eine gewisse Missbildung eintritt, welche weiter unten beschrieben werden wird.

Die Analysen von zwei verschiedenen Anschüssen dieser orangerothen Krystalle ergaben die unten angeführten Resultate, neben welche die berechnete Zusammensetzung von $CaCrO_4 + H_2O$ gestellt ist.

	Gefunden I		Gefunden II		Berechnet	
Chromsäure	56·80	Procent	57·49	Procent	57·60	Procent
Schwefelsäure	0·11	„	0·11	„	—	„
Calciumoxyd	32·28	„	32·08	„	32·09	„
Wasser (Glühverlust)	10·60	„	10·46	„	10·31	„
	99·79		100·14		100·0	

Demnach entsprechen diese Krystalle thatsächlich der Verbindung $CaCrO_4 + H_2O$, der eine kleine Menge Calciumsulphat beigemengt ist. Hier lässt sich nicht erkennen, ob dieses als Gyps mechanisch eingeschlossen oder in analoger Form $CaSO_4 + H_2O$ isomorph verwachsen ist. Eine weiter unten stehende Analyse macht letzteres wahrscheinlich. Diese Substanz wechselt sehr leicht den Habitus ihrer Krystalle und scheinbar recht unbedeutende äussere Einflüsse führen zur Bildung von Individuen, die beim ersten Anblick kaum als gleiche Combinationen erkannt werden können, obwohl sie oft nur durch stark wechselnde Ausdehnung je einzelner Formen so verschieden aussehen. Aber auch während des Wachsthums ändert sich der Habitus sozusagen fortwährend, und zwar nicht nur durch den Wechsel in der Ausdehnung einzelner Formen, sondern es verschwinden einzelne, solche andere treten hinzu. Beispielsweise nahmen Krystalle aus einem Anschuss, wie einer in Fig. 4 dargestellt ist, nach wenigen Tagen weiteren Wachsthums in der gleichen Mutterlauge die Form an, wie sie Fig. 5 zeigt.

Erreichen letztere 5—6 Millimeter Länge, so runden sich die Prismen n zu. Die abgerundeten Flächen werden schuppig, über-

Fig. 4.

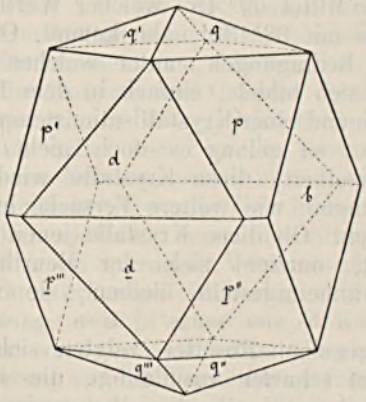
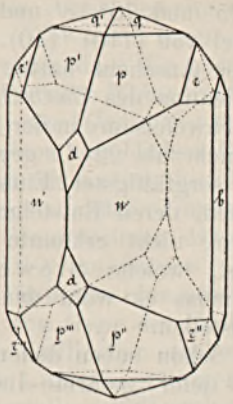


Fig. 5.



wuchern b und so weiter bis nur mehr die stumpfsten Pyramiden als glänzende kleine Flächen aus der unförmlich gewordenen Masse hervorragen. Es wurde bereits oben erwähnt, dass bei zunehmender Wärme der Mutterlauge Krystalle mit kleinerem Wassergehalt resultiren und liegt die Grenze für die Aufnahme von 2 Molekel Wasser bei 22° bis 25° C., wie neuerliche Versuche bestimmt erwiesen (die meisten stammen aus den Jahren 1887 und 1888). Ueber diese Temperatur tritt nur ein Molekel Wasser in die Verbindung ein, die Krystalle mit zweien lösen sich auf. Es war daher die Vermuthung naheliegend, dass bei gesteigerter Temperatur noch wasserärmere Krystalle resultiren würden. Einerseits schien diese Annahme eine Bestätigung zu finden, brachte aber auch eine Ueberraschung, indem bei 60—65° C., bei welcher Temperatur die Krystallisation begann, wieder die gypsähnlichen Zwillinge erschienen. Die Bildung des Salzes $CaCrO_4 + H_2O$ hängt also nicht allein von der Temperatur ab, sondern ist wahrscheinlich der Gehalt an Schwefelsäure in der Mutterlauge für seine Entstehung mit massgebend. Nach Abscheidung der gypsähnlichen Zwillinge, die fast sofort nach ihrer Entstehung, bei dieser Temperatur einen Theil ihres Wassers verlieren, schiessen dicke, scheinbar quadratische Blättchen an, die wohl auch dunkelorangeroth sind, ihrer Form nach aber keinem der bisher erhaltenen Salze ähnlich sehen, dennoch sind sie ebenfalls $CaCrO_4 + H_2O$, wie nachstehende Analyse zeigt:

Chromsäure	56·48	Procent
Schwefelsäure	1·04	„
Calciumoxyd	32·20	„
Wasser (Glühverlust)	10·32	„
	100·04	

Beim Glühen werden die Krystalle jedesmal zinnoberroth, nach dem Erkalten sind sie strohgelb. Beim wiederholten stärkeren Glühen scheint mit dem Wasser etwas Schwefelsäure abzugehen, die Bestimmung

der letzteren erfolgte in 1·5 Gramm ungeglühter Substanz. Die erhaltenen Mengen von Chrom- und Schwefelsäure erfordern in $CaCrO_4 + H_2O$ und in $CaSO_4 + H_2O$ die nachstehenden Quantitäten an Calciumoxyd und an Wasser:

	$CaCrO_4 + H_2O$	$CaSO_4 + H_2O$	Zusammen	Gefunden
		Procent		
Chromsäure	56·48	—	56·48	56·48
Schwefelsäure	—	1·04	1·04	1·04
Calciumoxyd	31·47	0·73	32·20	32·20
Wasser	10·11	0·23	10·34	10·32
	98·06	2·00	100·06	100·04

Aus diesen Verhältnissen geht mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, dass das Calciumsulphat hier nur ein Molekel Wasser enthält, da in dem Falle, als es als Gyps beigemengt wäre, ein um 0·23 Procent höherer Wassergehalt hätte gefunden werden müssen, während wiederholte Versuche mit reinem Material nie mehr als 10·17 Procent ergaben, wobei schon so stark geglüht worden war, dass wahrscheinlich etwas Schwefelsäure abging.

Fig. 6.

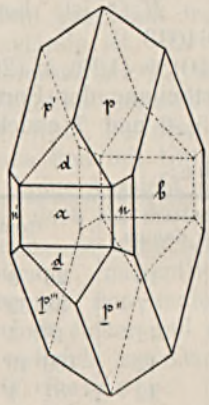
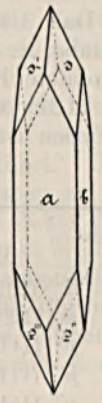


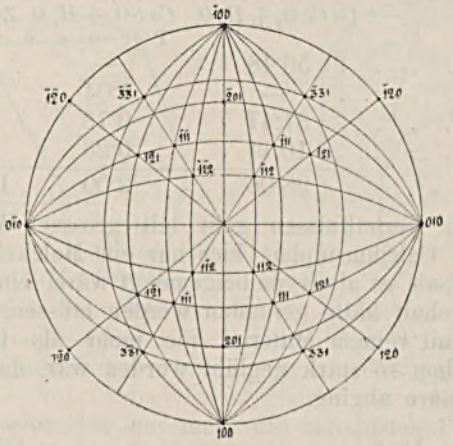
Fig. 7.



In Fig. 6 ist ein derartiger plattenförmiger Krystall gezeichnet; Fig. 7 zeigt einen Krystall, wie er sich aus dem in Fig. 6 dargestellten entwickelt, wenn er bei 25—27° in derselben Mutterlauge fortwächst. Hierbei werden die Individuen noch dunkler, fast braun, zeigen aber chemisch dieselbe Zusammensetzung. Beim fortgesetzten Wachsthum wird auch hier die Zone des aufrechten Prismas, obwohl dasselbe an den Krystallen gar nicht zu beobachten ist und nur (100) und (010) ausgebildet sind, rauh bis warzig, die Pyramidenflächen krümmen sich, der Krystall sieht wie ein Wetzstein aus. Da bei den verschiedenen Pyramiden der Scheitelwinkel ihrer Trace zu b (010) sich stark ändert, so ist die Messung des ebenen Winkels derselben auf b für die Constatirung der Parameterverhältnisse derselben ausreichend, wobei sich denn auch thatsächlich die Uebergänge von (112) zu (111) und (331) gut beobachten lassen. Einzelne Individuen zeigen die steile Pyramide sehr scharf ausgebildet.

In Fig. 8 sind sämmtliche Formen, wie sie an den vier wichtigsten Typen der Krystalle beobachtet wurden, in sphärischer Projection ein-

Fig. 8.



getragen. Das Calciumchromat $CaCrO_4 + H_2O$ ist rhombisch, das Axenverhältniss $a : b : c = 0{\cdot}62960 : 1 : 0{\cdot}64043$. [1])

Beobachtete Formen: a (100), b (010), n (120), d (201), p (111), q (112), r (121) und s (331). Die Vertheilung der Formen in den einzelnen Typen ist aus den Figuren 4, 5, 6 und 7 ersichtlich.

Winkelwerthe:

Flächen			Berechnet	Gemessen	Anzahl der Kanten	Grenzwerthe
a (100)	d	(201)	26° 10·7′	26° 15′	10	26° 9′ — 26° 22′
b (010)	n	(120)	38° 27·3	38° 59′	7	38° 39′ — 39° 25′
p (111)	p'	$(1\bar{1}1)$	48° 21·6′	48° 17′	12	48° 4′ — 48° 27′
p (111)	p''	$(\bar{1}\bar{1}1)$	—	100° 29′	12	100° 19′ — 100° 36′
p (111)	p'''	$(\bar{1}11)$	—	81° 10′	12	81° 1′ — 81° 17′
p (111)	q	(112)	19° 14′	19° 16′	25	18° 39′ — 19° 51′
q (112)	q'	$(1\bar{1}2)$	31° 51·8′	31° 49′	8	31° 38′ — 31° 46′
q (112)	q'''	$(\bar{1}12)$	51° 41·6′	51° 43′	8	51° 18′ — 51° 53′
b (010)	s	(331)	59° 6 5′	59° 6′	4	59° — 59° 12′
b (010)	r	(121)	48° 4·6′	48° 17′	8	47° 55′ — 48° 38′
r (121)	r'''	$(\bar{1}21)$	64° 5·4′	64° 14′	4	64° 9′ — 64° 43′
r (121)	r''	$(\bar{1}\bar{2}1)$	117° 7·2′	—	—	— —
d (201)	q	(112)	39° 42·2′	39° 35′	10	39° 2′ — 40° 7′
q (112)	p'''	$(\bar{1}11)$	67° 51·3′	67° 37′	3	67° 35′ — 67° 39′
d (201)	r	(121)	45° 4′	—	—	— —

[1]) Wollte man den genähert tetragonalen Verhältnissen Ausdruck geben, so müsste man b und c vertauschen, es wäre dann $a : b : c = 0{\cdot}98309 : 1 : 1{\cdot}15614$; es wurde aber vorgezogen, die Krystalle nach ihrer, namentlich im Typus 4 beobachteten, lang säulenförmigen Ausbildung aufzustellen.

Die Axenebene liegt parallel a (100) und sieht man auf b (010) den Austritt der spitzen Mittellinie mit den inneren Ringsystemen.

Leitet man in die orangegelbe Lösung, aus der das Calciumchromat $CaCrO_4 + H_2O$ auskrystallisirte, bei Zimmertemperatur Kohlensäure ein, so scheidet sich Calciumcarbonat aus, das stets etwas Chromsäure enthält, welch letztere selbst durch anhaltendes Waschen mit Wasser nicht vollständig zu beseitigen ist. Die Abscheidung des Calciumcarbonates erreicht bald seine Grenze, weiteres Einleiten von Kohlensäure bewirkt keine Fällung mehr.

In einer kleinen Portion der Lösung wurde die enthaltene Chromsäure mit 0·6056 Gramm, das enthaltene Calciumoxyd mit 0·2400 Gramm bestimmt. Dem anderthalbfachchromsauren Calcium $Ca_2Cr_3O_{11}$ entsprechen 72·91 Procent Chromsäure und 27·09 Procent Calciumoxyd, ein Verhältniss, dem der obige Befund genähert entspricht, es sollten für 0·6056 Gramm Chromsäure 0·2263 Gramm Calciumoxyd enthalten sein. Der gefundene Ueberschuss an letzterem dürfte durch hier bereits stärker angereicherte Schwefelsäure gebunden sein. Es hat somit allen Anschein, als ob aus einer Lösung des normalen Salzes, bei gewöhnlicher Temperatur und dem Drucke einer Atmosphäre, durch Kohlensäure nur so viel Calcium ausgefällt werden könnte, als für die Entstehung von $Ca_2Cr_3O_{11}$ zulässig ist. Es dürfte nicht schwer sein, letzteres Salz in Form wasserhaltiger Krystalle zu erhalten.

Wie lückenhaft vorstehende Untersuchungen noch sind, dessen bin ich mir wohl bewusst. Die Versuche wurden schon im Jahre 1886 begonnen und mit Unterbrechungen weitergeführt. Da ich für längere Zeit keine Aussicht habe, sie wieder aufnehmen zu können, so schien es mir doch der Mühe werth, wenigstens das sicher Festgestellte hier mitzutheilen, es kann als bequemer Ausgangspunkt weiterer Untersuchungen dienen, namentlich bezüglich des Zusammenkrystallisirens der Chromate mit den analogen Sulphaten. Da die Chromsäure und der Wassergehalt sicher und schnell bestimmbar sind, eignen sich diese Mischungen vielleicht zur Darstellung von Reihen nach dem schönen Beispiele J. W. Retgers'.

Wenn wir den Inhalt vorstehender Mittheilung kurz recapituliren, so ergeben sich folgende Schlüsse:

1. Bei dem Eintragen von Calciumcarbonat in eine Chromsäurelösung löst letztere mehr Carbonat auf, als zur Bildung des normalen Salzes nöthig wäre, es entsteht halbchromsaures Calcium, welches mit 3 Molekel Wasser $Ca_2CrO_5 + 3H_2O$ in monokliner Form krystallisirt. Calciumsulphat wird mit aufgenommen.

2. Bei langsamer Verdunstung der Lösung bilden sich nach dem Auskrystallisiren obiger Verbindung gypsähnliche Zwillinge und monokline einfache Krystalle des normalen Salzes $CaCrO_4 + 2H_2O$. Bei Gegenwart von Calciumsulphat wird dieses aufgenommen. Bei Gegenwart von Schwefelsäure und durch Abdampfen beschleunigter Concentration erfolgt die Bildung dieses Salzes bis zu Temperaturen von mindestens 65° C.

3. Wenn die Lösung des Calciumchromates schwefelsäurefrei ist, scheint eine andere Modification des $CaCrO_4 + 2H_2O$ zu entstehen.

4. Bei freiwilliger Verdunstung und einer Temperatur von über 22—25° C., auch bei Gegenwart kleiner Mengen von Calciumsulphat, entsteht das normale Chromat mit 1 Molekel Wasser $CaCrO_4 + H_2O$ und bildet rhombische Krystalle, die sehr leicht ihren Habitus ändern. Calciumsulphat wird mitaufgenommen, aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls mit 1 Molekel Krystallwasser.

5. Durch Einleiten von Kohlensäure bei normaler Zimmertemperatur in die Lösung des normalen Salzes wird wieder so viel Calciumcarbonat abgeschieden, bis anderthalbfach chromsaures Calcium $Ca_2Cr_3O_{11}$ entsteht. Bei der angegebenen Temperatur und dem Druck einer Atmosphäre erfolgt keine weitere Bildung von Calciumcarbonat.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Falkenhaynit, ein neues Mineral aus der Wittichenitgruppe.

Von **Dr. Rudolf Scharizer.**

Vom Director der k. k. geol. Reichsanstalt, Herrn Hofrath Dionys Stur, mit der Ordnung und Bestimmung der Mineraliensammlung des genannten Institutes betraut, fiel mir bei der Durchmusterung der Localsuite Joachimsthal eine Stufe auf, bei welcher die Etiquette: „Bitterspath mit Bleiglanz und Kupferkies vom Fiedlergang Joachimsthal" lag. Dass die Bestimmung „Bleiglanz" eine ganz und gar irrige sei, davon konnte man sich schon auf den ersten Blick überzeugen und dass auch die gelblichweissen, linsenförmigen Partien, welche in der grauschwarzen, mattschimmernden Masse des Erzes eingebettet waren, keineswegs dem Bitterspath, sondern einem sehr eisenreichen kalkfreien Carbonate zugehören, entschied eine qualitative Prüfung.

Ich unternahm zur exacteren Bestimmung des Erzes mit 1·117 Gramm eine quantitative Analyse *(a)*, welche zu einem ganz unerwarteten Resultate führte.

	a		*b*	
In Königswasser unlöslich . .	13·160	Procent	13·374	Procent
Schwefel	19·417	„	19·016	„
Antimon	17·109	„	16·905	„
Arsen	3·533	„	3·525	„
Wismuth	0·237	„	0·406	„
Kupfer	29·265	„	—	„
Zink	1·401	„	1·627	„
Eisen	8·210	„	7·472	„
Magnesium	0·629	„	0·483	„
	92·961	Procent		
Verlust auf 100 Procent .	7·039	„		

Die zur Controle ausgeführte Analyse *b* erbringt — wenn selbe auch, weil die Kupferbestimmung verunglückte, unvollständig ist — durch die ziemlich befriedigende Uebereinstimmung mit der Analyse *a* den Beweis, dass der Analysenabgang von circa 7 Procent bei letzterer keineswegs durch ungenaue Gewichtsbestimmungen bedingt werde, sondern dass derselbe wesentlich sei und von quantitativ nicht bestimmter Kohlensäure und vom Sauerstoff herrühre. Beide Elemente sind die Constituenten eines Carbonates, als dessen basische Elemente nur — qualitativen Proben zu Folge — Magnesium und Eisen angesehen werden können. Von dieser Annahme ausgehend, ergibt sich aus der Analyse *a* folgende Molecülaustheilung:

	Carbonat	Sulfosalz	
S	—	6071	
Sb . . .	—	1422	
As . . .	—	472	1905
Bi . . .	—	11	
Cu_2 . . .	—	2316	
Zn . . .	—	216	3087
Fe . . .	913	555	
Mg . . .	263	—	
CO_3 . . .	1176	—	

Das Mitvorkommen eines stark eisenhaltenden Carbonates ist keineswegs hypothetisch. Seine Anwesenheit bezeugt schon — wie oben angedeutet wurde — der makroskopische Befund. Es ist nun sehr wahrscheinlich, dass dieses Carbonat nicht allein jene linsenförmigen Partien in der Erzmasse bildet, sondern auch dieselbe in winzigen Aederchen durchzieht. Eine Trennung auf mechanischem Wege war nicht ausführbar, weil beim Zerkleinern des Materiales das schwarze Erzpulver sofort die lichteren Carbonatpartikelchen dunkel färbte. In gleicher Weise war eine chemische Sonderung ausgeschlossen, da sowohl Salzsäure als auch Schwefelsäure auf das Sulfosalz einwirkten.

Das nach Abzug des Carbonates übrig bleibende Sulfosalz zeigt bezüglich seiner chemischen Zusammensetzung gewisse Analogien mit dem Fahlerze. Namentlich begründet solche der beobachtete Eisen- und Zinkgehalt. In stöchiometrischer Beziehung bestehen dagegen bedeutende Differenzen.

So ist das Verhältniss vom $(Cu_2 + Fe + Zn) : (Bi + As + Sb) : S$

beim Fahlerz . . . . . 4 : 2 : 7

beim Sulfosalz von Joachimsthal . . . 3·24 : 2 : 6·37.

Letzteres steht also einem normalen Sulfoantimonit viel näher als das Fahlerz. Wenn man schliesslich noch die Molecularverhältnisse von

$$Cu_2 + (Fe + Zn) = 3{\cdot}003 : 1 \quad Fe : Zn = 5{\cdot}138 : 2 \quad Sb : As = 3{\cdot}013 : 1$$

berücksichtigt, so leitet sich für die stöchiometrische Constitution des Sulfoantimonites die Formel:

$$Cu_{126}\, Fe_{15}\, Zn_6\, As_{14}\, Sb_{42}\, S_{168} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad a$$

ab. Dieser Formel entspricht die in Columne c angeführte Zusammensetzung. Die Columne d enthält die nach Abzug von 13·160 Procent unlöslichen Rückstand (Quarz) und 12·770 Procent Siderit von der stöchiometrischen Constitution $Fe_7\, Mg_2\, C_9\, O_{27}$ auf 100 Procent berechnete Originalanalyse a.

	c		d		Beob.-Rechn.	
S	26·002	Procent	26·215	Procent	+ 0·213	Procent
Sb	24·454	„	23·098	„	— 1·356	„
As	5·075	„	4·770	„	— 0·305	„
Bi	—	„	0·320	„	+ 0·320	„
Zn	1·884	„	1·891	„	+ 0·007	„
Fe	4·057	„	4·196	„	+ 0·139	„
Cu	38·528	„	39·510	„	+ 0·982	„
	100·000	Procent	100·000	Procent		

Die Summe der positiven und negativen Differenzen beträgt 3·322 Procent, der mittlere Analysenfehler somit ± 0·554 Procent.

Eine bessere Uebereinstimmung kann erreicht werden, wenn die Thatsache Berücksichtigung findet, dass die Summe der Molecularverhältnisse von $Cu_2 + Fe + Zn$, respective Sb, As, Bi zum Schwefel nicht vollkommen im theoretischen Verhältniss von 3 : 2 : 6 stehen, sondern dass sich bei der Gruppe der basischen Metalle Cu, Fe, Zn ein Plus von 0·24, beim Schwefel ein Plus von 0·37 gegenüber der Theorie ergibt. Diese beiden Zahlen verhalten sich aber wie 1 : 1·545 und dieses Verhältniss erinnert sehr an das am Kupferkies beobachtete Molecularverhältniss von $(Cu_2 + Fe) : S$, welches gleich 1 : 1·333 ist. Es wird daher mehr als wahrscheinlich, dass auch etwas Kupferkies dem Analysenmateriale beigemengt war.

Auf der Originaletiquette war dieses Minerales wohl Erwähnung geschehen. Es wäre jedoch falsch, wollte man daraus schliessen, dass der Chalkopyrit an dem Handstück in grösseren derben Partien auftritt, etwa so wie man es bei Fahlerzstufen öfter zu sehen gewohnt ist. Dasjenige, was in den Farben des Kupferkieses erglänzt, sind ganz dünne Häutchen und Ueberzüge, welche sich fast auf allen Rissen und Sprüngen der Stufe angesiedelt haben und offenbar ein Zersetzungsproduct des Sulfoantimonites sind.

Macht man also die Annahme, dass ungefähr der 15. Theil des beobachteten Schwefelgehaltes an das Kupfer und Eisen des Kupferkieses gebunden sei, so ergibt sich folgende moleculare Austheilung der Elemente.

	Kupferkies	Sulfosalz
S	400	5671
Sb	—	1901
As	—	
Bi	—	
Zn	—	216
Fe	200	355
Cu_2	100	2216

Das Molecularverhältniss des Sulfosalzes ist nun:

$$(Cu_2 + Fe + Zn) : (Sb + As + Bi) : S = 2·926 : 2 : 5·952,$$

somit fast vollkommen dem eines normalen Sulfoantimonites gleich. Jetzt verhält sich

$$Cu_2 : (Zn + Fe) = 3·881 : 1 \text{ oder rund } 4 : 1$$
$$Fe : Zn = 1·643 : 1 \text{ „ „ } 5 : 3$$

und dem entspricht als einfachster Ausdruck der stöchiometrischen Constitution die Formel:

$$Cu_{192}\, Fe_{15}\, Zn_9\, Sb_{60}\, As_{20}\, S_{240} \quad \ldots\ldots\ldots \beta.$$

Die sub e angeführte Zusammensetzung ist nach der Formel β gerechnet. Columne f enthält die nach Abzug von noch weiteren 3·660 Procent Kupferkies auf 100 Procent bezogene Originalanalyse a.

	e	*f*	Beob.-Rechn.
S	25·632 Procent	25·760 Procent	+ 0·128 Procent
Sb	24·105 „	24·299 „	+ 0·194 „
As	5·003 „	5·018 „	+ 0·015 „
Bi	— „	0·337 „	+ 0·337 „
Cu	40·511 „	39·770 „	— 0·741 „
Fe	2·799 „	2·826 „	+ 0·027 „
Zn	1·950 „	1·990 „	+ 0·040 „
	100·000 Procent	100·000 Procent.	

Die Uebereinstimmung ist in diesem Falle eine weitaus befriedigendere. Die Summe der positiven und negativen Differenzen beträgt nur 1·482 Procent und der mittlere Analysenfehler ist 0·247 Procent.

Das specifische Gewicht des analysirten Materiales wurde mit 4·195 bestimmt. Diese Zahl ist indessen direct für das untersuchte Mineral nicht zu benützen. Ich habe deshalb unter Zugrundelegung der Voraussetzung, dass die analysirte Substanz ein Gemenge von

70·41 Procent	Sulfoantimonit,	spec. Gewicht	?
3·66 „	Kupferkies	„ „	4·185 (Forbes)
13·16 „	Quarz	„ „	2·651 (Rose)
12·77 „	Siderit	„ „	3·735 [1])

sei, das specifische Gewicht des Sulfoantimonites berechnet. Als Resultat ergab sich der Werth 4·830. Diese Zahl dürfte der Wirklichkeit ziemlich nahe kommen, weil selbe sehr gut mit dem specifischen Gewichte des nächsten Verwandten unseres Minerales, dem Stylotyp von Copiapo ($s = 4·79$), übereinstimmt.

Das untersuchte Mineral ist in die Gruppe des Wittichenites einzureihen, deren Antimon haltendes Glied dasselbe repräsentirt. Der von Kobell untersuchte Stylotyp von Copiapo ist der nächste Verwandte desselben und unterscheidet sich von diesem durch seinen Silber- und den grösseren Eisengehalt [$(Cu_2 + Ag_2) : Fe = 2 : 1$]. Das Mineral von Joachimsthal ist viel reicher an Kupfer und steht dem reinen Cuprosulfoantimonit $Cu_6 Sb_2 S_6$ sehr nahe. Ich halte es deshalb zweckentsprechend, dasselbe mit einem eigenen Namen zu belegen.

Da das untersuchte Handstück einem österreichischen Aerarialbergwerk entstammt, so erlaube ich mir, auf Veranlassung des Herrn Hofrath Stur für dieses neue Mineral zu Ehren des derzeitigen Chefs der k. k. Montanwerke, des k. k. Ackerbauministers, Sr. Excellenz des Grafen J. Falkenhayn, den Namen „Falkenhaynit“ in Vorschlag zu bringen.

Die Analysen waren im mineralogischen Museum der Wiener Universität durchgeführt worden und ich sage an dieser Stelle dem Vorstand des genannten Institutes und meinem hochverehrten Lehrer, Professor Dr. Albrecht Schrauf, für die gütige Erlaubniss und die bereitwilligst gewährten Hilfsmittel den geziemenden Dank.

Wien, im Juli 1890.

[1]) Diese Zahl entspricht dem specifischen Gewichte eines Siderites von Mitterberg in Tirol, welcher, abgesehen von einem geringen Mangangehalt (1·62 Procent), ganz dieselbe stöchiometrische Constitution besitzt (vergl. Dana, System of mineralogy, pag. 690. Analyse, ebendaselbst, 16.

Zur Geologie des Kaisergebirges.

Von **A. Bittner.**

(Mit einer Zinkotypie im Texte.)

Die Grenze zwischen den Nordtiroler und den salzburgischen Kalkalpen fällt beiläufig zusammen mit einer Region, in welcher auch die Gliederung der triadischen Ablagerungen einer auffallenden Veränderung — nach den bisher existirenden Karten zum mindesten — unterliegt. Während im Osten nur ein einziges, mehr oder weniger einheitlich entwickeltes Niveau von Schiefern und Mergelkalken (Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk) eine untere kalkige, theilweise auch dolomitische Masse von den jüngeren Dolomiten und Kalken des Hauptdolomit- und Dachsteinkalkhorizontes zu trennen pflegt und die Hauptmasse der Hochgebirg bildenden Kalke dem Dachsteinkalke und seinen Aequivalenten (Salzburger Hochgebirgskorallenkalk, obertriadischer Riffkalk) zufällt, werden bis in die neueste Zeit von hervorragenden Autoren für Nordtirol zweierlei Carditaschichten und eine zwischen beiden liegende, mehr oder minder mächtige Kalketage — der Wettersteinkalk — angenommen und letzterer ist es, der die Mehrzahl der Nordtiroler Kalkhochgebirge aufbaut.

Zwar hat es nicht an Versuchen gefehlt, die beiden Carditaschichten für ein einziges, einheitliches Niveau zu erklären; solche gingen aus von E. v. Mojsisovics, in neuester Zeit aber von Baron Woehrmann. Doch hat die Existenz von zweierlei Carditaschichten in A. Pichler und vorzugsweise in Gümbel unerschütterliche Vertheidiger gefunden. Letzterer hat sogar vor Kurzem den Versuch gemacht, den Begriff der unteren Carditaschichten von Tirol nach Osten hin zu übertragen, indem er die *Halobia rugosa* führenden Schiefer des Hochkönigs bei Bischofshofen für untere Carditaschichten erklärte (Sitzgsb. d. bayr. Akad. d. Wiss. 1889, XIX.). Die betreffenden Stellen lauten (p. 380): „die Schiefer von Mitterberg am Südfusse der Uebergossenen Alpe werden allgemein in die Stufe der Raibler Schichten

versetzt. Meiner Auffassung nach aber entsprechen sie eher der tieferen Schieferregion, den sogenannten unteren Cardita- oder Partnachschichten". Und pag. 390: „Die schwarzen plattigen Kalke (über den Werfener Schiefern) besitzen ungefähr eine Mächtigkeit von 25 Meter und gehen nach oben in eine Region schwarzer, weissaderiger, z. Th. hellweisser dolomitischer Kalke, vorherrschend vom normalen Typus der sogenannten Guttensteiner Dolomite über. Bei 1900—2000 Meter Höhe legen sich über die Guttensteiner dolomitischen Kalke in beträchtlicher Mächtigkeit schwarze Schiefer mit schwarzen Mergelkalken voll Versteinerungen, welche man als Raibler Schichten aufzufassen pflegt. Ich kann dieselben gemäss ihrer Stellung unmittelbar über den Guttensteiner Schichten und auch nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und Zusammensetzung nur für Stellvertreter der Partnachschichten halten. Nirgends fand ich in ihnen jene für die Raibler Schichten so sehr charakteristischen Mergeloolithe [1]) deutlich ausgebildet. Die organischen Einschlüsse allerdings sind jenen der Raibler Mergel sehr ähnlich. An dem weiteren Aufbau des Kalkgebirges über dieser schwarzen Schieferzone betheiligen sich zunächst lichtgraue und gelblichweise dolomitische Gesteine, denen graulichweisse und röthliche Kalke und schliesslich die ganzen mächtigen Kalkmassen des Hochgebirges aufgesetzt sind. In den tieferen [2]) Lagen kommen hier Versteinerungen zum Theil vom Typus jener der Hallstätter Schichten vor. Fasst man die schwarzen Schiefer als Partnachschichten auf, so würden diese versteinerungsführenden Kalke wenigstens zum Theile die gleiche Stellung wie der Wettersteinkalk einnehmen etc."

Es ist zu bedauern, dass Gümbel kaum in der Lage war, präcisere Beweise für die Deutung der *Halobia rugosa*-Schiefer des Hochkönigs beizubringen, als seine eigene, immerhin sehr beachtenswerthe persönliche Meinung. Die an und für sich bestehende Unsicherheit in der Frage nach dem gegenseitigen Verhalten der zweierlei Carditaschichten wird durch die Veröffentlichung derartiger autoritativer, aber ungenügend begründeter Meinungen unstreitig noch beträchtlich vermehrt. Für Den, welcher die Verhältnisse am Hochkönig kennt, konnte es allerdings nicht im Geringsten überraschen, dass Gümbel die hier auftretenden Schiefer mit *Halobia rugosa* als untere Carditaschichten erklärt. Geschieht das doch hauptsächlich auf Grund desselben Arguments — geringer Abstand vom oberen Muschelkalke — dessen er sich schon in seiner 1874 erschienenen Arbeit über das Kaisergebirge pag. 197 vorzugsweise bedient. [3]) In dieser seiner eben

---

[1]) Gar so charakteristisch für die „Raibler Schichten", d. h. für die oberen Carditaschichten scheinen diese Oolithe doch nicht zu sein; Gümbel selbst führt sie aus seinen „unteren Carditaschichten" des Hohen Kaisers an. Oder werden diese seither nicht mehr zu den „unteren Carditaschichten" gezählt?

[2]) Gerade am Hochkönig habe ich Halobien und Ammoniten führende Bänke von Hallstätter Typus noch auf den Gipfeln gefunden (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1884, pag. 106).

[3]) Streng genommen ist Gümbel gar nicht berechtigt, dieses Argument anzuwenden, denn noch in seinem Bayr. Alpengebirge, pag. 229, sagt er: „Am Südrande des Kalkgebirges können wir nur in unansehnlichen Bänken weisser dolomitischer Kalke über dem schwarzen Muschelkalke den Vertreter des Wettersteinkalkes wieder erkennen. Die Hauptmasse der überlagernden Kalke gehört dem Hauptdolomite und Dachsteinkalke an." Das passt wörtlich auf die Verhältnisse im Hochköniggebiete.

citirten Arbeit wendet sich Gümbel bekanntlich in erster Linie gegen die Auffassung v. Mojsisovics's, der im Gegensatze zu seiner eigenen früheren Annahme später die unteren Carditaschichten mit den oberen für identisch erklärt hatte, und sucht zu zeigen, dass gerade am Hohen Kaiser eine jener Stellen sei, welche die klarsten Aufschlüsse darüber geben, dass eine grosse Kalkmasse, der Wettersteinkalk, zwischen zwei faunistisch und lithologisch vollkommen identischen Mergelkalk- und Schieferzonen, den unteren und den oberen Carditaschichten, normal eingeschaltet liege. Auch v. Mojsisovics lässt den Wettersteinkalk als solchen, d. h. als ein unter den oberen Carditaschichten liegendes Niveau gelten und sucht consequenterweise nach einer Vertretung desselben auch unter den Carditaschichten der Südabhänge des Hohen Kaisers, welche von Gümbel für untere Carditaschichten gehalten werden. Diese Ansicht v. Mojsisovics's setzt nicht nur Störungen in der Lagernng, sondern auch beträchtliche Faciesverschiedenheiten und Schwankungen in der Mächtigkeit für die Südgehänge des Hohen Kaisers voraus, welche Voraussetzungen von Gümbel, der hier eine einfache Schichtserie erblickt, als „geradezu abenteuerlich" bezeichnet werden.

Sehr ähnlich den Ansichten v. Mojsisovics's über die Schichtfolge und den geologischen Bau der Südabhänge des Hohen Kaisers sind die vor Kurzem von Baron Wöhrmann veröffentlichten. Er erklärt wie v. Mojsisovics die unteren Carditaschichten Gümbel's für obere Carditaschichten, sucht unter ihnen eine Vertretung des Wettersteinkalkes und nimmt an, der Wettersteinkalk der Hochgipfel sei durch einen Längsbruch von seinen südlichen Vorlagen getrennt (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1889, pag. 250, Prof. 6).

Die Ansichten Mojsisovics's und Wöhrmann's sind also in Bezug auf die Frage nach dem Alter der Gipfelkalke des Hohen Kaisers nahezu oder ganz identische und in dieser Hinsicht auch mit Gümbel übereinstimmende, d. h. die Gipfelkalke des Hohen Kaisers werden von allen drei Autoren einhellig als Wettersteinkalke erklärt, nur mit dem Unterschiede, dass diese Wettersteinkalke bei Gümbel normal über dessen „unteren Carditaschichten" liegen, während Mojsisovics und Wöhrmann beide durch eine Störungslinie getrennt halten müssen. Aber weder aus der Darstellung v. Mojsisovics's noch aus jener Wöhrmann's geht hervor, ob dieser Bruch ein wirklich beobachteter oder aber nur ein theoretisch angenommener sei. Es würde ohne Zweifel erforderlich gewesen sein, dass die Existenz dieses Bruches auch nachgewiesen werde, insbesondere gegenüber den Behauptungen Gümbel's pag. 201, dass die Lagerung von den tiefsten bis zu höchsten Bänken — abgesehen von kleinen localen Störungen — eine sehr regelmässige und ruhige sei. Jedoch mögen v. Mojsisovics sowohl als Wöhrmann von der Wettersteinkalknatur jener Kalke so fest überzeugt gewesen sein, dass ihnen eine specielle Nachweisung einer derartigen Störungslinie überflüssig erschien.

Ich habe indessen bereits bei einer früheren Gelegenheit (in Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1887, pag. 95) darauf hingewiesen, dass ein Urtheil über das gegenseitige Verhalten der beiderlei Cardita-

schichten für Fernerstehende auch aus dem Grunde erschwert wird, weil selbst von solchen Forschern, welche die Einheit der Carditaschichten vertreten, der Wettersteinkalk ohne jegliches Bedenken als fixes Niveau festgehalten wird, obschon es a priori klar ist, dass in jedem einzelnen Profile, in welchem obere neben unteren Carditaschichten auftreten, nach Gleichstellung beider der zwischen ihnen liegende Wettersteinkalk ganz von selbst seiner stratigraphischen Stellung nach unsicher wird, indem dann zwei Fälle denkbar sind, entweder nämlich, dass derselbe normal in's Hangende des tieferen Vorkommens der Carditaschichten oder dass derselbe in's Liegende des höheren Vorkommens dieser Schichten gehöre. Die eine dieser beiden Möglichkeiten, die erste von beiden, ist von v. Mojsisovics und Baron Wöhrmann bei ihrer modificirten Deutung des Gümbel'schen Hochkaiserprofils ganz vernachlässigt worden; beide Autoren haben einfach angenommen, dass der Gipfelkalk des Hochkaisers nach Gleichstellung der oberen mit den unteren Carditaschichten unbedingt in's Liegende des nördlichen Carditaschichtenzuges gehören müsse. Aber auch ohne die Verhältnisse an Ort und Stelle zu kennen, lässt sich auf's Bestimmteste behaupten, dass ebenso der entgegengesetzte Fall denkbar und möglich sei, d. h. dass die Gipfelkalke des Hochkaisers in's Hangende des südlichen Carditaschichtenzuges gehören, conform den Mittheilungen, welche Gümbel über die Lagerungsverhältnisse der Südgehänge des Hohen Kaisers gibt und conform dem rein theoretischen Standpunkte, welchen ich schon in Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1887, pag. 95, eingenommen habe.

Veranlasst durch Erwägungen dieser Art sowohl als durch die neuesten, oben angeführten Anschauungen Gümbel's über das Profil des Hochkönigs habe ich einige Tage der heurigen Aufnahmszeit dazu benützt, um die Verhältnisse am Hohen Kaiser aus eigener Anschauung kennen zu lernen und jene Punkte dieses Gebirges aufzusuchen, an welchen einige Einsicht in das Verhalten der unteren zu den oberen Carditaschichten und beider zum Wettersteinkalke zu erhoffen war. Mein sehr geehrter Freund, Herr Docent Dr. C. Güttler aus München, ein vorzüglicher Kenner des Kaisergebietes, war so freundlich, mir dabei Gesellschaft zu leisten. Es sei gleich hier bemerkt, dass es uns gelungen ist, bei verhältnissmässig geringem Zeitaufwande in Folge glücklich gewählter Touren und auf diesen angetroffener ausgezeichneter Aufschlüsse zu recht befriedigenden Resultaten zu gelangen.

Es ist bekannt, dass die Basis des Kaisergebirges im Süden, auf der Linie St. Johann-Ellmau, von einer sehr mächtigen Ablagerung intensiv roth gefärbter, vorherrschend sandiger Gebilde, welche eher den Namen Buntsandstein als jenen des Werfener Schiefers verdienen, zusammengesetzt wird. Dieses Buntsandsteinniveau reicht bis gegen 1200 Meter Meereshöhe hinan. Ueber ihm erheben sich die Kalke der Trias. Sie lassen am Südgehänge des Hohen Kaisers, ganz wie an zahlreichen ähnlichen Punkten weiter östlich, eine Trennung in zwei Niveaus erkennen, in ein unteres, weniger mächtiges und in ein oberes, welches die Gipfel des Hochgebirges bildet; zwischen beiden verläuft eine etwas unregelmässig gestaltete Terrasse, welche von den Wiesen

und Weideplätzen der Niederkaiser-, Grander-, Reg- und Baumgartneralm eingenommen wird.

Das untere Kalkniveau, welches man kurz als Muschelkalk im weiteren Sinne bezeichnen kann, ist besonders im Osten mächtiger entwickelt und bildet hier für sich allein die Felsabstürze des Niederen Kaisers, es ist jedoch in ab- und anschwellender Mächtigkeit auch gegen Westen bis unter die Baumgartneralm zu verfolgen. Westlich von der tiefen Einschartung des grossen Ellmauer Thores dagegen, insbesondere an dem durch besonders mächtige Schutthalden ausgezeichneten, nach Süden vortretenden Fusse des Treffauer Kaisers hebt sich dieser untere Kalk landschaftlich nicht mehr hervor und demzufolge fehlt auch die über ihm situirte Terrasse. Erst noch weiter westlich, im Nordosten von St. Leonhard, unter dem Scheffauer Kaiser, dürften beide Züge wieder nachzuweisen sein und der untere Kalk speciell dürfte von da aus südlich vom Hintersteiner See in den Achleitner Berg fortsetzen, wie dies schon auf den Karten zum Ausdrucke gebracht wird. Im Osten, bei St. Johann, ist dieser untere Kalk in seinen tieferen Partien dunkel gefärbt und erinnert theilweise lebhaft an Guttensteiner Kalke, nach oben wird er heller, ohne aber die dunklen Töne, die noch lagenweise auftreten, ganz zu verlieren. Er bildet eine einheitliche Masse, die keinerlei Unterabtheilung erkennen lässt. Nähere Angaben über diese unteren Kalke sowohl als über die Buntsandsteinzone findet man in Gümbel's Arbeit über das Kaisergebirge.

Die nun folgende Wiesen- und Weidenterrasse, deren untere Begrenzung gegen das Muschelkalkniveau keineswegs allenthalben eine regelmässige zu sein scheint, wird zusammengesetzt aus weichen Mergelschiefern, Mergelkalken und eingeschalteten Kalkbänken, aus welchen gegen oben sich ein mächtigerer Complex von Kalken und Dolomiten entwickelt, die anscheinend völlig concordant von den vorherrschend grau gefärbten, korallenreichen Kalken der Hochgipfel überlagert werden.

Die besten Aufschlüsse der Mergelschieferregion liegen, wie schon Gümbel angibt, in dem Weidegebiete der Reg- und Baumgartneralpe, und zwar sind es hier speciell wieder der hohe Querkamm, der sich unmittelbar östlich von der hochliegenden Baumgartneralm vom Hochgebirge herabzieht und die denselben beiderseits begleitenden Einrisse und Gräben, welche weitaus die schönsten Profile darbieten.

Das tiefste Glied, welches in dieser von weichen Gesteinen zusammengesetzten Schichtserie aufgeschlossen zu sein pflegt, ist dunkler, meist etwas grusiger Mergelschiefer in Verbindung mit compacteren, grellgelbbraun verwitternden Bänken steiniger Mergel. Im Schiefer erscheint häufig *Halobia rugosa*, seltener *Carnites floridus*, daneben eine kleine Casianella, welche Stur gelegentlich als *C. florida Lbe.* angeführt hat und andere Bivalven, in den Mergelbänken ist besonders die erwähnte Casianella häufig.

Ueber diesen Schiefern folgt in geringer Mächtigkeit typischer Lunzer Sandstein, dessen Lagerung gegenüber dem Halobienschiefer insbesondere an dem Wege, der von der Baumgartneralm gegen Osten

über den Wiesensattel, welcher die Grenze gegen die Regalpe bildet, deutlich beobachtet werden kann. Schon Gümbel erkannte das gegenseitige Verhalten der Halobienschiefer und Sandsteine (pag. 197), sowie er auch Pflanzeneinschlüsse in den letzteren erwähnt. Wer jemals in einem Gebiete, in welchem Lunzer Sandstein auftritt, sich bewegt hat, wird keinen Augenblick darüber im Zweifel sein können, wohin diese Sandsteine des Kaisergebirges zu stellen seien.

Die Halobienschiefer und Lunzer Sandsteine bilden insbesondere nächst der Baumgartneralm einen quellenreichen, schmalen Wiesenstreif, über dem sich nun neuerdings Kalke und Mergelkalke aufbauen. Oestlich der erwähnten Alpe sind diese Hangendgesteine zu einem wüsten Trümmerwerke in die Grabenrinne herabgebrochen und überdecken hier den Wiesenstreifen. An dieser Stelle, in dem Haufwerke der Hangendgesteine, kann man mit geringer Mühe die gesammte Fauna der Nordtiroler (oberen) Carditaschichten, sowie jene der niederösterreichischen Opponitzer Kalke sammeln. Die typischen Nordtiroler Oolithe, die weichen Mergelschieferbänke erfüllt von Bivalven, besonders von gerippten Myophorien, die groboolithischen Bänke mit ihren Auswitterungen von Cidaritenstacheln und von *Cardita crenata*, die Ostreenkalke mit *Corbis Mellingii*, *Gervillia Bouei* und *Terebratula Woehrmanniana m.*, kurz alle Gesteinsausbildungen der Nordtiroler Carditaschichten und der niederösterreichischen Opponitzer Kalke finden sich hier vereinigt. Besonders auffallend sind massige Bänke voll grosser geröllartiger Einschlüsse, die mit der Grundmasse fest verwachsen sind, vielleicht eine besondere Art der groboolithischen Ausbildung. Ein ziemlich guter Aufschluss dieser oberen petrefactenreichen Schichten liegt jenseits (östlich) des Sattels, der die Baumgartner- von der Regalpe trennt, in einem kleinen Wasserrisse nahe oberhalb einer aus rohen Steinblöcken erbauten Halterhütte. Hier sind dunkle Mergelschiefer, ähnlich den tieferen Halobienschiefern, aufgeschlossen und in engster Verbindung mit ihnen die von Petrefacten erfüllten Myophorienbänke, die groben Oolithe und die Ostreenkalke. Auch die für die niederösterreichischen Opponitzer Kalke so bezeichnenden Bänke mit *Pecten filosus* treten hier auf.

Wir haben also in der mittleren Region der Südabhänge des Hohen Kaisers folgende Gliederung der Carditaschichten:

1. Schiefer mit *Halobia rugosa*.
2. Sandsteine mit Pflanzenspuren.
3. Kalke mit Schiefer- und Mergelschiefereinlagerungen und mit Petrefacten, wie *Ostrea montis caprilis, Pecten filosus, Gervillia Bouei, Corbis Mellingii, Myophoria Whateleyae* etc.

Somit wiederholt sich im Südgehänge des Hohen Kaisers auf's Genaueste die altbekannte Schichtfolge der niederösterreichischen Kalkalpen:

1. Reingrabener Schiefer.
2. Lunzer Sandstein.
3. Opponitzer Kalk.

Gesteinsentwicklung und Petrefactenführung der Carditaschichten des Hohen Kaisers sind absolut identisch mit denen der niederöster-

reichischen Kalkalpen sowohl als mit jenen der (oberen) Nordtiroler Carditaschichten, auch die Schichtfolge ist dieselbe und offenbar nur der nicht genügenden Kenntniss der so genau studirten und sicher horizontirten niederösterreichischen Schichtfolge ist es zuzuschreiben, wenn diese Ablagerungen der Südseite des Hohen Kaisers nicht schon längst als das, was sie in Wirklichkeit sind, als der stratigraphisch eng verbundene Complex der Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandsteine und Opponitzer Kalke (für deren Gesammtheit man wohl auch den Namen der oberen Carditaschichten oder der Carditaschichten schlechtweg verwenden darf) bezeichnet worden sind, und wenn jemals daran gedacht werden konnte, diese Ablagerungen für „untere Carditaschichten", d. h. für ein theoretisch viel älteres Niveau zu erklären. Es kann gegenwärtig nicht dem geringsten Zweifel mehr unterliegen, dass diese Gesteine des Südabhanges des Hohen Kaisers thatsächlich nichts Anderes sind, als die genauen Aequivalente der genannten niederösterreichischen Schichtserie und dass der Standpunkt Gümbel's in dieser Frage ein veralteter und gänzlich unhaltbarer geworden ist. Wo lithologische Ausbildung, Fauna und Schichtfolge so genau übereinstimmen, da kann nicht mehr daran gedacht werden, der Theorie zu Liebe, weil diese Schichten nämlich unter dem angeblichen Wettersteinkalke des Hohen Kaisers liegen, dieselben für älter, als der Wettersteinkalk der Theorie nach ist, zu erklären, sondern es folgt unmittelbar der umgekehrte Schluss: Ist der Wettersteinkalk des Hohen Kaisers wirklich normal über den Carditaschichten der Südseite dieses Gebirges gelagert, so ist er eben nicht Wettersteinkalk, sondern Dachsteinkalk. Wenn Gümbel also wie früher an der regelrechten Ueberlagerung der Carditaschichten der Südseite des Hohen Kaisers durch dessen Gipfelkalk festhält, so muss er unbedingt zugeben, dass dieser Gipfelkalk nicht Wettersteinkalk, sondern dass er Dachsteinkalk ist.

Auch v. Mojsisovics und Baron Wöhrmann halten, wie schon oben bemerkt wurde, an der Wettersteinkalknatur der Gipfelkalke des Hohen Kaisers fest und müssen daher nothgedrungen Störungen an der Südseite des Hohen Kaisers annehmen, deren Vorhandensein Gümbel wenigstens in seiner Arbeit vom Jahre 1874 auf das Entschiedenste bestreitet. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass v. Mojsisovics sowohl wie Baron Wöhrmann bei ihrer Deutung der Gipfelkalke des Hohen Kaisers auch das Argument, dass diese Kalke im Norden von Carditaschichten überlagert sind, zur Benützung herangezogen haben werden. Sehen wir also, wie es mit dieser Ueberlagerung steht.

Der Hohe Kaiser wird im Norden von einer nahezu geraden Linie abgeschnitten, die von der Walleralpe zum Stripsenjoche und von da, ihre Richtung ein wenig verändernd, zur Lärcheckalpe verläuft. Daran stösst im Norden der Dolomit des mittleren Kaisergebietes respective des Kufsteiner Kaiserthales. Diese Linie ist keineswegs eine Anlagerungsgrenze, sondern vielmehr ein ganz auffallend scharf und deutlich ausgeprägter Längsbruch, welcher die Scholle des Hohen Kaisers gegen Norden von dem tieferliegenden Dolomitgebiete abtrennt. An der Grenze beider Schollen greift der Dolomit, der hier durchwegs

gegen Norden einfällt, in verschiedene Höhenlagen gegen den Kalk des Hochgebirges hinauf und hie und da, insbesondere an den Hochsätteln zwischen der Kalk- und der Dolomitregion, noch mehr aber in den oberen Einrissen oder Thalkesseln der vom Hochgebirgsrande ausgehenden Gräben erscheint unter dem Dolomite der Complex der Carditaschichten aufgeschlossen, der indessen keineswegs eine fortlaufende Zone bildet, sondern in dem Maasse, als es die Anlagerungs- und Aufschlussverhältnisse erlauben, bald in geringerer, bald in ausgedehnterer Oberflächenverbreitung oder auch gar nicht zu Tage tritt. Der Kalk des Hochgebirges dagegen tritt in diesen oberen Thalausschnitten nicht nach Norden vor, wie das der Fall sein müsste, lägen die Carditaschichten regelmässig darüber, sondern bleibt überall hinter der erwähnten scharfen Längsbruchlinie zurück. Auch ist sein Einfallen durchaus nicht vollkommen concordant mit jenem der Carditaschichten und des denselben auflagernden Hauptdolomites.

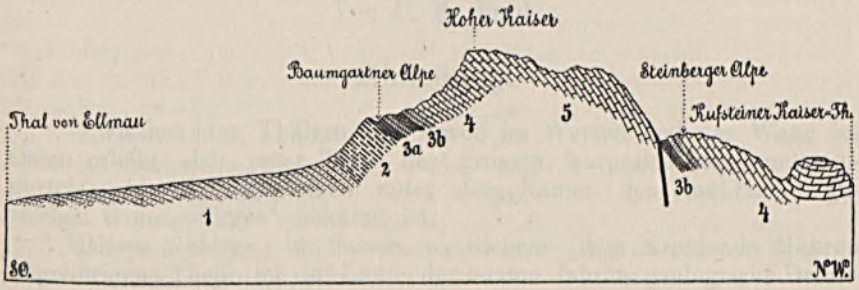
Das lässt sich besonders deutlich im westlichen Abschnitte beobachten; hier sieht man von der Umgebung der Steinbergeralpe aus sehr deutlich, wie die vollkommen regelmässig, gleich dem schönsten Dachsteinkalke gebankten Schichten des Zetten- und des Scheffauer Kaisers bei nordwestlichem Fallen gegen Nordost in der Richtung auf die Hochalpe herausstreichen und sammt und sonders Schicht für Schicht an der sie unter sehr spitzem Winkel durchsetzenden Bruchlinie abschneiden, so dass man gleichzeitig gegen Südwest die hangenderen Schichten im Profile vor sich hat, während man, wenn man gegen Süden sieht, die Schichtflächen der liegenderen Bänke erblickt. Die nördlich von der Bruchlinie anstossenden Carditaschichten und Hauptdolomite dagegen besitzen ein dem Streichen der Bruchlinie selbst sich anpassendes stärker gegen Osten gewendetes Streichen und ein Verflächen in Nordnordwest. Diese Unconformität fällt ausserordentlich in die Augen. Von einer normalen Ueberlagerung der Gipfelkalke des Hohen Kaisers durch die Carditaschichten des nördlichen Zuges kann daher nicht die Rede sein.

Die Entwicklung der Carditaschichten dieses nördlichen Zuges zwischen der Waller- und der Steinbergeralm, wo ich sie am besten aufgeschlossen angetroffen habe, ist ganz identisch mit jener auf der Südseite des Hohen Kaisers. Den unteren Complex, die Halobienschiefer und die Lunzer Sandsteine, habe ich hier nicht gesehen, was von den Opponitzer Kalken hier auftritt, stimmt auf's Vollkommenste mit den entsprechenden Lagen des südlichen Zuges überein und wenn nichts wäre als diese Identität, so würde ich, allein auf dieselbe gestützt, keinen Augenblick zögern, beide Züge ganz ohne Rücksicht auf ihre Lagerung für vollkommen gleich alte Niveaus zu erklären. Der nördliche Zug gehört in's Liegende der Dolomitscholle des Kufsteiner Kaiserthales, der südliche aber meines Erachtens in's Liegende der Dolomite und Kalke des Hohen Kaisers, die demnach ebenfalls dem Hauptdolomit- resp. Dachsteinkalkniveau zufallen würden, wie es das nachstehende, im Maassstabe von 1 : 75000 gehaltene Profil darstellt.

Die einzige Möglichkeit, die Gipfelkalke des Hohen Kaisers vielleicht noch für das Wettersteinkalkniveau zu retten, würde darin

liegen, wenn nachgewiesen werden könnte, dass sie im Süden ebenfalls durch eine Bruchlinie abgeschnitten sind; ein eigentlicher Beweis ihrer Wettersteinkalknatur wird aber auch dann sehr schwer zu erbringen sein. Nach den heute vorliegenden Erfahrungen ist die Wahrscheinlichkeit entschieden grösser, dass diese Kalke Dachsteinkalk, als jene, dass sie Wettersteinkalk seien, wofür sie bisher gegolten haben. Sie würden sich dadurch auf's Beste an die Gipfelkalkmassen der östlicher liegenden, analog gebauten Gebirgstheile, der Loferer Steinberge, des Birnhorns, des Hochkönigs, des Hagen- und Tännengebirges anschliessen, an deren Dachsteinkalknatur trotz der neuesten Anschauungen Gümbel's nicht gezweifelt werden kann.

Die Verbreitung der Wettersteinkalke nach Osten erleidet durch den Verlust dieser wichtigen Position eine wesentliche Einbusse, aber auch die Verlässlichkeit vielleicht von so manchem anderen, westlicher liegendem Wettersteinkalkvorkommen dürfte vielleicht eine kleine Er-



1 = Buntsandstein.
2 = Muschelkalk (in weiterem Sinne).
3a = Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein } Carditaschichten.
3b = Opponitzer Kalk }
4 = Hauptdolomit.
5 = Dachsteinkalk.

schütterung erfahren, wenn man nach Vereinigung der zweierlei Carditaschichten ihre Stellung ernstlicher in's Auge fassen wollte. Das konnte nicht ausbleiben, weil die gesammte Argumentation, auf welche die Stellung solcher Wettersteinkalke begründet wurde, von vornherein eine unlogische war, schon dadurch, dass sie das Sichere dem Unsicheren unterordnete und die Erfahrungen, die wir in Bezug auf lithologische Ausbildung, Petrefactenführung und Gliederung des Gesammtcomplexes der Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandsteine und Opponitzer Kalke besitzen und welche zu unseren bestfixirten Kenntnissen über die alpine obere Trias gehören, gegenüber gewissen Ansichten und Meinungen über die stratigraphische Stellung eines in jeder Beziehung ungenügend gekannten Horizontes, dem des Wettersteinkalkes nämlich, ausser Acht liess und bei Seite setzte. Man kann deshalb schon heute ganz ruhig behaupten, dass in der gesammten Nomenclatur und Stratigraphie der oberen alpinen Trias kein auf schwächerer positiver

Grundlage beruhender, durch häufige missbräuchliche Anwendung discreditirterer Begriff existirt als der des Wettersteinkalkes und dass, wenn nicht neue Beobachtungen im Stande sind, denselben besser zu umschreiben und zu verwenden, als das bisher der Fall war, sich dieser Begriff in erster Linie dazu eignen würde, gänzlich ausgemerzt zu werden.

Die Karpathensandsteine des mährisch-ungarischen Grenzgebirges.

Von C. M. Paul.

Einleitung.

Zwischen den Thälern der March im Westen und der Waag im Osten erhebt sich jener Theil des grossen karpathischen Sandsteingürtels, der im Allgemeinen unter dem Namen des „mährisch-ungarischen Grenzgebirges" bekannt ist.

Dieses Gebirge, in dessen westlichem (dem Kronlande Mähren angehörigen) Theile ich im Laufe der letzten Jahren geologische Detailaufnahmen durchgeführt habe, erscheint auf den Specialkarten des k. u. k. mil.-geographischen Institutes unter dem Namen die „Weissen Karpathen"; auf der kleineren v. Hauer'schen geologischen Karte von Oesterreich-Ungarn (Wien 1884, IV. Aufl.) ist es als „Kleine Karpathen" bezeichnet, ein leider übersehener Irrthum im Schwarzdrucke der Karte, indem dieser Name nicht diesem, sondern nur dem nördlich von Pressburg sich erhebenden Gebirge zukommt, welches kein Theil der Karpathensandsteinzone ist und mit dem hier in Rede stehenden nichts gemein hat (vergl. Andrian u. Paul, Die kleinen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1864, III. H.).

Auf der grösseren v. Hauer'schen geologischen Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie (Wien 1867—1871), sowie auf der Foetterle'schen geologischen Karte von Mähren und Schlesien (herausgegeben vom Werner-Vereine, 1866) ist das hier in Betracht gezogene Gebiet mit keinem gemeinsamen Namen belegt.

Um das Gebiet, von dem hier die Rede sein soll, etwas näher zu bezeichnen, möge hinzugefügt werden, dass es im Süden und Osten durch die ungarische Landesgrenze, im Norden durch den Höhenzug des Radhost, im Westen ungefähr durch die Linie Wallachisch-Meseritsch—Zlin und weiterhin durch das Marchthal bei Napajedl, Ung.-Hradisch, Ung.-Ostra bis Strasnitz begrenzt ist.

Die Gegend zwischen Keltsch, Freistadtl, Kremsier und Prerau, die eigentlich geographisch wie geologisch dem hier in Betracht ge-

zogenen Gebirge zugehört, wurde von Dr. Uhlig begangen und kartirt und fällt daher ausserhalb des Rahmens vorliegender Mittheilung.

Ausser den oben erwähnten geologischen Uebersichtskarten, auf denen unser Gebiet, dem damaligen Stande der Kenntniss entsprechend, allerdings noch ziemlich einförmig dargestellt erscheint, lagen als Vorarbeiten für dasselbe die bekannte ältere Arbeit v. Hingerau's: „Uebersicht der geologischen Verhältnisse von Mähren und Schlesien", Wien 1852 (welche namentlich ein vollständiges Verzeichniss der bis dahin vorliegenden Literaturangaben enthält), ferner die Berichte von Foetterle, Stur und Wolff über die in den Jahren 1856 und 1857 im Interesse des Werner-Vereines durchgeführten Aufnahmen (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1858, IX, 1. Viertelj., pag. 17—62) [1]), sowie eine kurze Notiz von Makowski über den Curort Luhatschowitz (Verhandl. d. Naturf.-Vereines in Brünn. Bd. XXV) vor. Einige, speciell die Eruptivgesteine der Gegend von Boikowitz, Banow und Hrosinkau behandelnde Arbeiten, sowie sonstige hier und da in der Literatur zerstreute Daten, die auf unser Gebiet Bezug nehmen, werden im Contexte der Mittheilung Berücksichtigung finden.

Die Karpathensandsteinzone, die, wie bekannt, in einem gegen Norden convexen Bogen, den Nordrand der Karpathen in der Bukowina, Galizien und Schlesien zusammensetzt, tritt aus letztgenanntem Lande mit nordost-südwestlichem Hauptgebirgsstreichen in das Kronland Mähren ein, den südöstlichen Theil dieses Landes zusammensetzend; der südlichere Theil der Zone bricht jedoch bei Skalitz in einer, das Hauptstreichen beinahe senkrecht schneidenden Linie plötzlich ab, während sich der mittlere Theil derselben noch östlich vom Marchthale — (in dem sogenannten Marsgebirge) etwas weiter gegen Südwesten fortsetzt. Vom Marsgebirge abgesehen, bildet sonach das mährisch-ungarische Grenzgebirge das südwestliche Ende der eigentlichen Karpathensandsteinzone.

Die älteren (untercretacischen) Glieder der Sandsteinzone (Teschner Schiefer und Kalke, Wernsdorfer Schichten) sind in Mähren vorwiegend im nördlichen Theile der Zone, in den Gegenden von Mistek, Frankstadt, Stramberg, entwickelt; daran schliesst sich südwärts, den bedeutenden, orographisch sehr hervortretenden Höhenzug des Radhost bildend, eine Zone von Godula- und Istebnasandsteinen — also von Gesteinen der mittleren Karpathensandsteingruppe, und auf diese folgt dann südwärts, in dem uns hier beschäftigenden mährisch-ungarischen Grenzgebirge, die Hauptentwicklung der oberen (alttertiären) Karpathensandsteine. Mit diesen werden wir es in diesem Gebiete vorwiegend (wenn auch nicht ausschliesslich) zu thun haben und es dürfte daher, um auch für ferner stehende Leserkreise leichteres Verständniss des Folgenden vorzubereiten, am Platze sein, hier gleich einige Worte über die Eintheilung dieser Gebilde, die ich meinen Aufnahmen zu Grunde legte, einzuschalten.

In Uebereinstimmung mit meinen älteren Arbeiten über die Sandsteinzone Galiziens unterschied ich auch in Mähren innerhalb der

[1]) Ich werde diese Publication, auf die ich im Contexte vorliegender Arbeit mehrfach zurückkommen werde, der Kürze wegen einfach mit „l. c." citiren.

oberen (alttertiären) Karpathensandsteingruppe zwei stratigraphische Abtheilungen:

Die untere derselben besteht vorwiegend aus Schieferthonen und hieroglyphenführenden Kalksandsteinen und entspricht Demjenigen, was ich stets mit dem Namen „obere Hieroglyphenschichten" (in meinem älteren, weiteren Sinne) zu belegen pflegte.

Die obere derselben besteht vorwiegend aus grobem massigen Sandstein und entspricht unserem altbekannten Magurasandstein.

Aber weder die untere, noch die obere Abtheilung besteht ganz ausschliesslich aus den erwähnten prävalirenden Hauptgesteinen.

In den Hieroglyphenschichten schalten sich (ausser den Kalksandsteinbänken), zuweilen zu namhaften Bergzügen anschwellend, massige, wirklichen Magurasandsteinen oft sehr ähnliche Sandsteinlager ein und die Magurasandsteine zeigen wieder nicht selten schieferige Bildungen als heteropische Einschaltungen.

Auf die erwähnten massigen Sandsteine der unteren Abtheilung habe ich schon wiederholt hingewiesen (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886, Nr. 6) und dieselben als „Sandsteine der oberen Hieroglyphenschichten" ausgeschieden. Der Czienskowitzer Sandstein Westgaliziens ist nach den von Uhlig (Ergebn. etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, I. H.) gegebenen Mittheilungen eben dahin zu stellen und in Mähren werden wir dieselben in den Luhatschowitzer Sandsteinen, den Sandsteinen der Teufelsteine etc. wiederfinden.

Neben diesen Gliedern tritt dann noch, vorwiegend in dem höheren Niveau der unteren Abtheilung, jedoch nicht scharf an ein bestimmtes stratigraphisches Niveau gebunden, die Facies der „Menilitschiefer" auf.

Diese einfache Eintheilung der oberen Karpathensandsteine lässt sich meinen Erfahrungen nach in allen karpathischen Flyschgebieten ungezwungen durchführen und ich nahm daher keinen Anstand, dieselbe auch auf das mährische Karpathensandsteingebiet zu übertragen, wenn auch neuerer Zeit mehrfach andere Eintheilungen mit anderen Namengebungen in der Literatur auftauchten.

Uhlig's Eintheilung der oberen Karpathensandsteine seiner westgalizischen Aufnahmsgebiete (Ergebn. etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, I. H.) scheint auf den ersten Blick von der meinigen ziemlich verschieden zu sein, doch ergibt eine nähere Betrachtung keinen essentiellen, etwa auf verschiedener Auffassung der relativen Niveaus beruhenden Gegensatz. Uhlig löst nur meine untere Abtheilung (die oberen Hieroglyphenschichten im weiteren Sinne) in eine Reihe meist rein facieller Unterabtheilungen auf, deren Ausscheidung den Karten des von ihm behandelten Terrains gewiss viel dankenswerthes Detail verleiht, die jedoch, eben weil sie vorwiegend auf local rasch wechselnden petrographischen Verhältnissen beruhen, auf entfernter gelegene Gebiete schwer übertragbar sind.

Anders verhält es sich mit der in den neueren Arbeiten Tietze's (Geg. v. Krakau. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1887 und Beitr. z. Geol. v. Galizien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1889) zur Geltung gelangenden Eintheilung.

Der Genannte betrachtet den Czienskowitzer Sandstein (der nach Uhlig's und meiner Anschauung eine Facies der unteren Abtheilung

darstellt) als ungefähres Aequivalent eines Theiles des Magurasandsteines und führt dann noch ein neues, vorwiegend aus plattigen Sandsteinen und Schiefern bestehendes Glied — die „Krosnoschichten" — ein. Er beobachtete in einigen Durchschnitten zu unterst obere Hieroglyphenschichten, darüber Sandstein, dann Menilitschiefer und zu oberst seine Krosnoschichten. Der Sandstein wird als theilweises Aequivalent des Magurasandsteines gedeutet, die Krosnoschichten werden daher ziemlich hoch hinauf versetzt, etwa als Aequivalente höherer Theile des Magurasandsteines betrachtet.

Ich will die Richtigkeit und den Werth der bezüglichen Beobachtungen durchaus nicht anzweifeln, doch scheint mir die Bedeutung derselben etwas überschätzt worden zu sein.

Es ist vor Allem durchaus nicht erwiesen, dass der erwähnte Sandstein dieser Durchschnitte wirklich stratigraphisch den Magurasandsteinen zugehöre und nicht vielmehr jener mehrerwähnte Sandstein sei, der zuweilen als heteropische Einschaltung in den oberen Hieroglyphenschichten auftritt, diesen gegenüber keine andere Rolle spielt, als der Czienskowitzer Sandstein und die Menilitschiefer, deren Auftreten ebenfalls mehr den Charakter facieller Abänderungen innerhalb eines stratigraphisch zusammengehörigen Complexes, als den wirklicher constanter Niveaus besitzt. In diesem Falle würde dann wohl jede Motivirung für die hohe Horizontirung der Krosnoschichten fehlen, und dieselben sind dann nichts Anderes, als ein höherer, petrographisch etwas abweichender Theil der oberen Hieroglyphenschichten, der local durch irgendwelche heteropische Einschaltungen von dem tieferen getrennt ist, anderwärts aber, wo diese Einschaltungen fehlen oder in einem etwas anderen Niveau auftreten, mit demselben zu einem nur sehr künstlich zu trennenden Complexe verschmilzt. Im anderen Falle — wenn dieser Sandstein wirklich Magurasandstein ist — sind die „Krosnoschichten" nichts wesentlich Anderes, als Dasjenige, was Uhlig anderwärts „Magurasandstein in schieferiger Ausbildung" genannt hat, und was auch mir und Anderen als stellenweise auftretende schieferige oder thonige Facies im Magurasandsteinniveau längst nicht unbekannt war. In diesem Falle war dann ein neuer Name für diese Gebilde nicht gerade unbedingt nöthig. Angesichts solcher Umstände, namentlich der erwähnten Meinungsverschiedenheit bezüglich des Czienskowitzer Sandsteines, musste ich wohl von einer Anwendung der Tietze'schen Eintheilung bei den Aufnahmen in Mähren absehen.

Dass ich mich endlich auch gegen die von Walter und Dunikowski (D. Petrol.-Geb. d. galiz. Westkarp. Wien 1883) versuchte Karpathensandsteineintheilung ablehnend verhalten muss, habe ich bereits bei früheren Gelegenheiten betont und — wie ich glaube genügend — motivirt.

Wenn in der von mir festgehaltenen Eintheilung der alttertiären Karpathensandsteine in zwei stratigraphische Hauptglieder das tiefere dieser Glieder einem ziemlich weiten Begriffe entspricht, so ist dieser Begriff deshalb doch kein „vager"; denn er ist stratigraphisch scharf, nach unten durch die cretacischen Sandsteine, nach oben durch das Magurasandsteinniveau begrenzt. Dass diese Begrenzung in praxi in einzelnen Fällen nicht ganz leicht erkannt werden kann, hat mit dieser

principiellen Seite der Sache nichts zu thun. Jedenfalls lassen sich meine Glieder in demselben Sinne in allen karpathischen Flyschgebieten ausscheiden und dies schien mir, wenn auch in einigen Gegenden eine etwas detaillirtere Gliederung durchführbar wäre, in erster Linie massgebend zu sein. In jedem Specialterrain neue Eintheilungen und Namen einführen zu wollen, halte ich für durchaus unzulässig. Wenn ich ausserdem auch wichtigere facielle Unterschiede innerhalb der stratigraphischen Hauptglieder (wie die von massigen Sandsteinen und schiefrigeren Bildungen) nach Thunlichkeit zur kartographischen Ausscheidung brachte, so glaube ich damit auch eventuellen praktischen Fragen und Bedürfnissen Rechnung getragen zu haben.

Das uns hier beschäftigende Gebiet stellt, im Allgemeinen betrachtet, ein niederes Bergland mit vorwiegend gerundeten Bergformen, geringer Felsentwicklung und einzelnen, auf längere Erstreckung verfolgbaren, markirter hervortretenden höheren Bergzügen dar; die Höhenentwicklung des Gebietes nimmt im Allgemeinen von West gegen Ost (vom Marchthale gegen die ungarische Grenze) zu, eine direct mit dem geologischen Baue zusammenhängende Erscheinung, indem die im Westen prävalirenden schiefrigeren, weicheren Gesteine gegen Osten immer mehr von festeren, der Verwitterung mehr Widerstand entgegensetzenden Sandsteinen verdrängt werden.

Auf demselben verschiedenen Verwitterungseffecte beruht auch das erwähnte Hervortreten einzelner markirter Höhenzüge, welche durchgehends aus mehr weniger festen und massigen Sandsteinen bestehen, während das, die Hauptmasse des Gebietes (wenigstens im Westen desselben) bildende niedrigere Berg- oder Hügelland von den weicheren Bildungen (vorwiegend denen der oberen Hieroglyphenschichten) zusammengesetzt ist.

Dass diese Höhenzüge jedoch untereinander geologisch durchaus nicht gleichwerthig sind, indem sie theils Faltenaufbrüche älterer Bildungen, theils mächtig anschwellende Einlagerungen, theils endlich schollenförmige Auflagerungen darstellen, wird später gezeigt werden.

Diese bedeutenderen Höhenzüge sind — von Süd gegen Nord — die folgenden:

1. Das Grenzgebirge im engeren Sinne. Dasselbe zieht aus der Gegend von Verbóc in nordöstlicher Richtung über die Kamene vrata (632 Meter), die Höhe Na šanci (750 Meter) und Durda (851 Meter) auf die kleine und grosse Javořina (960 und 968 Meter, von denen dieser Theil des Gebirges auch „Javořina-Gebirge“ genannt wird) und von hier an den Stranypass; jenseits desselben zieht der Hauptkamm über den grossen Lopenik (942 Meter) an den Hrosinkauer Pass, setzt nordöstlich von diesem nach Ungarn hinüber, tritt mit dem Gladni Vrch (738 Meter) wieder in Mähren ein, ist dann durch den Vlarapass geschnitten und verlässt nordöstlich von diesem mit dem Kosak und Okrolisko (769 Meter) das Land, in Ungarn noch bis an die Zrnova (854 Meter) fortsetzend, von wo ab die orographische Bedeutung des Zuges sich mehr und mehr verwischt. Die hier erwähnten Pässe (der Stranypass, Hrosinkauer Pass und Vlarapass) sind durchaus nicht das-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

jenige, was man gewöhnlich unter der Bezeichnung von Gebirgspässen zu verstehen pflegt, nämlich niedrigere Uebergangspunkte über eine Wasserscheide. Es sind vielmehr Querthäler, deren Wasserläufe, nördlich von dem hier in Rede stehenden Zuge ihren Ursprung nehmend, denselben durchschneiden.

Nördlich liegt diesem Grenzzuge ein Parallelzug vor, der von der Lesna (westlich bei Strany) über den Lukov (nördlich von Hrosinkau) und die Höhen Na koncich zieht und mit dem Javornik Vrch (774 Meter, westlich vom Vlarapasse) endigt. Obwohl die Höhen dieses Zuges nirgends 800 Meter erreichen, derselbe sonach an orographischer Bedeutung hinter dem Grenzzuge zurückbleibt, ist doch die Wasserscheide in dieser Gegend durch diesen Parallelzug repräsentirt.

2. Das Končitagebirge beginnt mit dem Matkaberge zwischen Brumow und Klobouk, streicht nordöstlich fort und verlässt mit dem Zubak (oder Končita, 817 Meter) das Land Mähren. In Ungarn erreicht der Zug in den Nad Vrchi (westlich von Zarjec) mit 829 Meter seine bedeutendste Höhe.

3. Der Gebirgszug der Teufelsteine und der Makitta. Nördlich von Luhatschowitz, zwischen Aujezd Hržiwny und Prowodow beginnt ein sehr markirt hervortretender Höhenzug, der über den Komenec (673 Meter), Dubrawa (678 Meter), Klastrow (754 Meter), Sviradov (736 Meter) ziemlich geradlinig nordöstlich fortzieht, durch das Senicathal zwischen Lideczko und Lužna geschnitten ist und jenseits desselben in derselben Richtung über die Höhen Radichow (759 Meter) und Strijava (799 Meter) an die Makitta zieht, woselbst er mit 923 Meter seine bedeutendste Höhe erreicht und nach Ungarn hinübertritt. Einzelne auffallendere Felspartien (so bei Prowodow und Lidetschko), die in der Gegend unter dem Namen die „Teufelsteine" bekannt sind, zeichnen diesen Höhenzug aus und rechtfertigen den von Stur (l. c., pag. 37) für denselben vorgeschlagenen Namen.

4. Das Javornikgebirge. Parallel mit dem vorigen und von demselben nur durch eine stellenweise ziemlich schmale Depression getrennt, erstreckt sich ein Höhenzug, der bei Wisowitz — hier orographisch noch wenig markirt — beginnt und über die Ortschaft Prlow, die Höhen Padielki (711 Meter), Filka (761 Meter), Rachovec (778 Meter), Kerňanska (861 Meter), Stolečny Vrch (960 Meter) auf den Javornik nad Minařikem (1017 Meter) zieht; hier tritt der Hauptkamm dieses Gebirgszuges nach Ungarn hinüber, wo er noch ziemlich weit verfolgbar ist und bis zur Höhe von 1071 Meter ansteigt.

Die diesen Höhenzug von dem vorher erwähnten trennende Depression, die an der Ostgrenze Mährens noch ziemlich markirt, aber kaum mehr 1 Kilometer breit ist, verwischt sich auf der ungarischen Seite immer mehr, wenn auch die eigentlichen Kammlinien der beiden Züge noch auf ziemliche Erstreckung auseinander zu halten sind. Zu erwähnen wäre noch, dass auch dieser Gebirgszug auf dem „die Javorniken" genannten höheren Kamme durch einige schroffere Felspartien ausgezeichnet ist.

5. Ein im Vergleiche mit den vorerwähnten bedeutend breiterer, viel verzweigter Gebirgsstock erhebt sich östlich vom Marchthale, in

ЗАКЛАД ЗА ГЕОЛОГИЈУ

der Gegend nördlich von Zlin, östlich von Holleschau und Bistritz, in dieser (dem Untersuchungsgebiete des Herrn Dr. Uhlig angehörigen) Gegend im Hosteinberge (736 Meter), Holy Vrch (742 Meter) und Javornik kelsky (865 Meter) seine bedeutendsten Höhen erreichend.

Dieses Gebirge ist dasjenige, das am rechten Marchufer im Marsgebirge seine südwestliche Fortsetzung findet, während es sich gegen Osten bald in zwei gesonderte Züge spaltet.

Der südliche derselben beginnt im Marchthale mit dem noch ziemlich niedrigen Matzowerwaldgebirge, ist durch die Niederung von Freistadtl unterbrochen und setzt dann in im Allgemeinen ostnordöstlicher Richtung über den Wisoki grun und Krizowy (670 Meter) in die Gegend nördlich von Wsetin, woselbst er durch das Querthal der Wsetiner Beczwa durchschnitten ist. Von hier zieht derselbe dann über die Höhen Cab (841 Meter), Tanečnica (912 Meter), Solan (860 Meter) und Beneska (919 Meter) an die Visoka (1024 Meter) und setzt mit der Trojaczka (953 Meter) nach Ungarn hinüber.

Der nördliche Zug erstreckt sich vom Javornik kelski in östlicher Richtung über den Klinec (676 Meter) und Jurikov (666 Meter), ist gleich dem vorigen (zwischen Wall.-Meseritsch und Przno) vom Querthale der Wsetiner Beczwa durchgerissen und setzt von diesem weiter östlich (durch das Längenthal des Bistritzkabaches abermals in zwei Parallelketten gespalten) über den Keratky (889 Meter), Žebracka (808 Meter) und Kivnačky (815 Meter) an die vorerwähnte Beneska, woselbst er sich bei bedeutender Verschmälerung des ganzen Gebirges mit dem südlichen Zuge vereinigt.

Wolff nahm (l. c., pag. 6) als Fortsetzung des Höhenzuges des Javornik kelsky den Radhost an, was weder in orographischer, noch geologischer Beziehung als richtig zugegeben werden kann; in ersterer Beziehung nicht, indem zwischen beiden das breite und bedeutende Längenthal der Rožnauer Beczwa entwickelt ist; in geologischer Beziehung nicht, indem die den Javornik kelsky zusammensetzenden Gesteine von denen das Radhost stratigraphisch ganz verschieden sind, in denselben durchaus nicht ihre Streichungsfortsetzung finden. Alle von mir bisher aufgeführten Gebirgszüge repräsentiren zugleich geologische Einheiten, bestehen ihrer ganzen Streichungserstreckung nach in ihrer Hauptmasse aus stratigraphisch zusammengehörigen Gesteinen.

6. Der Gebirgszug des Radhost. Diesem Zuge gehören die bedeutendsten Höhenpunkte des Gebirges an; er beginnt nordöstlich von Wallachisch-Meseritsch und setzt in ungefähr östlicher Richtung über den Radhost (1130 Meter) und Kniehyn (1257 Meter) an die Lyssa gora und den Jablunkauer Pass fort.

Es ist zu bemerken, dass die Richtung der erwähnten Gebirgszüge, die wir im Süden des Gebietes als eine südwest-nordöstliche kennen lernten, gegen Norden immer mehr durch eine ost-westliche ersetzt wird.

Die Thäler des Gebietes mit ihren Wasserläufen zerfallen, wie in allen karpathischen Flyschgebieten, ziemlich deutlich in die zwei Haupttypen der Längenthäler, die dem Gebirgs- und Schichtenstreichen parallel verlaufen, und Querthäler, die die erwähnten Streichungsrichtungen in ungefähr rechtem Winkel schneiden, wenn auch diese Typen

in so scharfer, beinahe schematischer Ausprägung, wie in einigen Theilen des galizischen Sandsteingebietes, hier nicht durchgehends entwickelt sind.

Wolff constatirte (l. c., pag. 4) auf Grund mehrfacher Messungen die bemerkenswerthe Thatsache, dass in dieser Gegend von Mähren das Gefälle der Wasserläufe rascher in Längen- als in Querthälern sich ändert.

Die Wasserläufe des Gebietes gehören zum grössten Theile zwei Flussgebieten, dem der March und dem der Waag an, doch ist die Wasserscheide zwischen diesen nicht durch die höchsten Gebirgserhebungen bezeichnet.

Der Verlauf dieser Wasserscheide ist schon von Stur (l. c., pag. 39) genau angegeben worden; dieselbe „zieht von der Makitta über den Slana Horaberg gegen den Trihlav in südlicher Richtung, von da in südwestlicher auf den Cubekberg, in südlicher Richtung über das Dorf Střelna auf den Končitaberg; von da nordwestlich über Stindlov nach Ober-Litsch, westlich nach Lacnow und nordwestlich auf den Sviradov, südwestlich längs der Höhe des Klastrowwaldes bis auf den Dubrawaberg; von da in südlicher Richtung über Laučka, na Pasekach, Hušt-berg, Kamečin, Knězpole, bei Hradek vorüber auf den Konecberg, von da südwestlich über den Lukovberg, den Lopenikerwald auf den Javořinaberg und südwestlich längs der Landesgrenze".

Ich möchte dem nur hinzufügen, dass zwischen Lopenik und Javořina die Wasserscheide einen bedeutenden und auffallenden Bogen gegen Nord über die Höhen Studeny (nördlich von Bržezowa) und Dubina (nördlich von Strany) beschreibt, so dass die Březowka und der Stranybach dem Wassergebiete der Waag zufallen, obwohl ihre Quellgebiete weit nördlich vom eigentlichen Grenzgebirge oder von einer ungefähr geraden, zwischen Lopenik und Javořina gezogenen Linie liegen. Auch beim Welkapasse springt die Wasserscheide von der Fortsetzung des Javořinagebirges auf eine nördliche Parallelkette über.

Es mögen hier nur die bedeutendsten Wasserläufe des Gebietes erwähnt werden:

1. Wassergebiet der March.

a) Die Rožnauer Beczwa.

Dieser Fluss sammelt seine Quellbäche am nördlichen Gehänge der Visoka und am südlichen Gehänge des Kniehyn und fliesst in im Allgemeinen westlicher Richtung in einem ziemlich ausgesprochenen Längenthale, welches sich über den bekannten Molkencurort Rožnau nach Wallachisch-Meseritsch erstreckt. Hier vereinigt sich der Fluss mit der von Süden kommenden Wsetiner Beczwa und verlässt in nordwestlicher Richtung in einem Querthale das Gebiet.

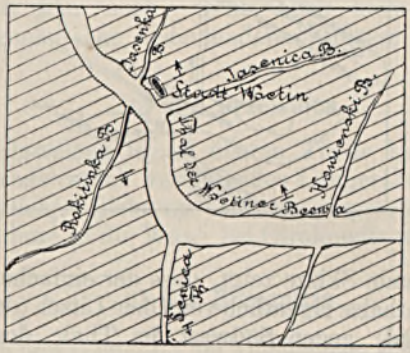
b) Die Wsetiner Beczwa.

Das Thal dieses Flusses ist vom Quellgebiete (an den Südgehängen der Visoka) über Karlowitz, Neu-Hrosenkau und Hollenkau bis Darebny ein

südwestlich verlaufendes, sehr reguläres Längenthal; von hier bis Austy verläuft es ostwestlich und geht bei letztgenanntem Orte, sich allmälig gegen Nordwesten drehend, in ein Querthal über, welches über Wsetin, bei Jablunka ganz nordwärts sich wendend, nach Wall.-Meseritsch zieht und sich hier, wie erwähnt, mit dem Thale der Rožnauer Beczwa vereinigt. Die beiden erwähnten Flüsse zeigen das eigenthümliche Verhältniss, dass sie, sehr nahe an einander, zu beiden Seiten der Visoka, entspringend, sich bis zu einer Distanz von circa 15 Kilometer von einander entfernen, um sich aber endlich doch mit einander zu vereinigen.

Bemerkenswerthe Erscheinungen zeigen einige seitliche Zuflüsse der Wsetiner Beczwa. Einige solche Thäler finden, von Nordnordost nach Südsüdwest laufend, gegenüber ihrer Einmündung in die Beczwa, ihre genaue lineare Fortsetzung in von der anderen Seite her, von Südsüdwest nach Nordnordost, in das Beczwathal laufenden Thalrinnen. Dieses Verhältniss zeigt der Jasenkabach mit seiner gegenüberliegenden Fortsetzung, dem unteren Theile des Roketinkabaches bei der Stadt Wsetin, und etwas weiter thalaufwärts die beiden beim Orte Howiezy von beiden Seiten in die Beczwa mündenden Bäche (siehe Fig. 1).

Fig. 1.



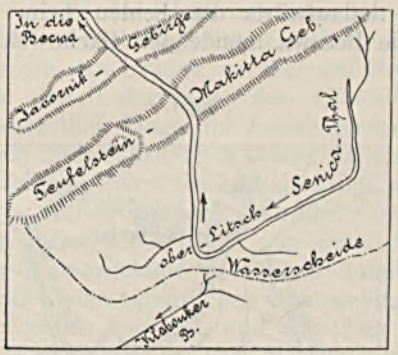
Was mir hierbei namentlich bemerkenswerth erscheint, ist der Umstand, dass die Seitenthäler, welche diese Erscheinung zeigen, in ihrer Nordnordost—Südsüdwest-Richtung unter einander parallel sind, während diese Richtung im Uebrigen von dem hier ostnordost—westsüdwest verlaufenden Schichten- und Gebirgsstreichen ganz unabhängig ist; es sind weder Längen-, noch Querthäler im eigentlichen Sinne; das dem Jasenkathale benachbarte Seitenthal — das Jasienicathal — ist wieder ein ganz reguläres Längenthal, und auch das Roketinkathal wird in seinem oberen Laufe zu einem normalen Längenthale.

Man dürfte diese jedenfalls auffallende Erscheinung wohl schwer als blossen Zufall betrachten, ebenso schwierig aber, wie mir scheint, dieselbe nach dem gegenwärtig modernen Principe ausschliesslich durch Erosion erklären können; man fühlt sich im Gegentheile versucht, hier an das Beczwathal kreuzende Gebirgsrisse zu denken, die local von den

Wasserläufen benützt wurden. Anders wüsste ich eine solche lineare Fortsetzung einer an sich abnormen Thalrichtung jenseits des Hauptthales nicht zu deuten, wäre aber sehr erfreut, wenn einer der Fachgenossen, die sich neuerer Zeit speciell mit der Thalbildungsfrage beschäftigt haben, diesem Falle seine Aufmerksamkeit zuwenden würde.

Ein weiteres, in seinem Verlaufe sehr merkwürdiges Seitenthal der Wsetiner Beczwa ist das Senicathal. Dieses zieht vom Südgehänge der Makitta in ungefähr südlicher Richtung bis Lhotta Francowa, dann als ausgesprochenes Längenthal südwestlich bis Ober-Litsch; hier wendet es sich plötzlich in scharfem Winkel nordwärts, durchbricht das Teufelstein-Makittagebirge und das Javornikgebirge als Querthal und vereinigt sich bei Austy mit dem Beczwathale, dessen Verlauf von Austy nordwärts eigentlich die directe Fortsetzung des Senicathales ist (siehe Fig. 2).

Fig. 2.



Die vorstehende Skizze zeigt, dass der einfachere und begreiflichere Verlauf des Senicathales eigentlich von Ober-Litsch (der Stelle der scharfen Biegung nach Nord) gegen Südwest im Thale des Klobouker Baches in die Vlara wäre, und dies umsomehr, nachdem die Wasserscheide zwischen Beczwa und Vlara hier nur durch ein vorwiegend aus weichen Mergeln mit wenigen Sandsteinbänken bestehendes, kaum $^1/_2$ Kilometer breites und nur wenige Meter über das Bachniveau sich erhebendes Plateau repräsentirt ist; dass der Wasserlauf statt dessen bei beinahe vollständiger Umkehrung seiner Richtung zu dem hohen Sandsteingebirge, von dem er ausging, zurückkehrt und dasselbe durchbricht, ist wohl eine sehr bemerkenswerthe Erscheinung, die mir ebenfalls durch blosse Erosion nicht leicht erklärlich scheint. Einer blossen erosiven Durchnagung hätte das niedrige, schmale und weiche Plateau von Ober-Litsch, das heute die Wasserscheide bildet, einen viel geringeren Widerstand entgegengesetzt, als das Makittagebirge. Auch Stur, dem dieser sonderbare Thallauf ebenfalls schon auffiel, spricht hier (l. c. pag. 38) von einer „Querspalte", und in der That dürfte auch durch die Annahme einer solchen diese auffallende Ablenkung der Flussrichtung am ungezwungensten erklärbar sein.

Ich will durch die gegebenen Beispiele nicht etwa der alten, sogenannten „Spaltentheorie", welche alle Querthäler durch präexistirende Gebirgsspalten erklärte, und die in ihrer allzu verallgemeinernden Fassung von unseren neueren Thalbildungstheoretikern wohl mit Recht verworfen wird, wieder zum Siege verhelfen; den Hinweis auf einzelne Specialfälle, die mit dieser alten Theorie besser als mit den neueren Erosionstheorien zu stimmen scheinen, hielt ich aber trotzdem nicht für überflüssig.

Weit weniger ausgesprochen in ihrem Charakter als Längen- oder Querthäler sind die Thäler im Westen des Gebietes, was wieder innig mit dem geologischen Baue zusammenhängt. Im Westen prävaliren die schieferigeren Bildungen; die Schichtenstellungen sind im Allgemeinen flacher als im Osten; die höheren Sandsteinzüge, die, wie in der vorstehenden orographischen Uebersicht gezeigt wurde, gegen Osten an orographischer Bedeutung zunehmen und hier zu scharf markirten, die Thalrichtungen direct bedingenden Ketten sich entwickeln, sind im Westen theils noch gar nicht, theils nur in sehr geringer Ausprägung vorhanden, so dass der westliche Theil des Gebietes ein niedrigeres Berg- und Hügelland mit ziemlich regellos verlaufenden Höhenzügen darstellt, in welchem auch nur eine geringe Regularität der Thalrichtungen zur Geltung kommen kann.

Immerhin aber lässt sich der Unterschied zwischen Längen- und Querthälern auch hier noch, wenn auch nicht besonders deutlich, stellenweise erkennen. Die bedeutenderen Zuflüsse der March aus diesem Gebiete sind:

c) Die Držewnica.

Das Thal derselben ist im oberen Theile bis unterhalb Wisowitz ein regelmässig südwestlich verlaufendes Längenthal; von hier bis Zlin in ungefähr westlicher Richtung ohne ausgesprochenen Charakter, von Zlin bis zur Mündung in die Waag bei Otrokowitz wieder ein Längenthal.

d) Die Brženitza.

Ein ziemlich unregelmässig, im Allgemeinen südwestlich verlaufendes Thal, das nordöstlich von Jaroschau in das Marchthal mündet.

e) Die Olšowa.

Das Thal dieses Flusses ist vom Ursprunge am Na Koncich-Gebirge bis unterhalb Pitin ein Querthal, von hier bis Nezdenitz ein Längenthal, dann bis Aujezd wieder ein Querthal, von Aujezd bis Ung.-Brod ein Längenthal und von hier bis Drslawitz wieder ein Querthal; es stellt somit in dieser Erstreckung eine ziemlich reguläre, aus nordwestlich und südwestlich laufenden Theilstrecken zusammengesetzte Zickzacklinie dar. Von Drslawitz bis zum Ausflusse in die March (bei Kunowitz) verläuft das Thal ungefähr ostwestlich ohne ausgesprochenen Charakter. Die Eisenbahnlinie der Brünn-Vlarapassbahn benützt dieses Thal von seiner Mündung bis Pitin, von wo sie dann an die Wasserscheide bei Hradek hinansteigt.

Der bedeutendste Zufluss der Olšowa ist der Luhatschowitzer Bach, welcher ziemlich unregelmässig, im Allgemeinen aber vorwiegend in einem Längenthale in südwestlicher Hauptrichtung vom Südgehänge des Dubrawaberges (im Teufelstein-Makittagebirge) über den bekannten Curort Luhatschowitz nach Aujezd läuft, woselbst er in die Olšowa mündet.

Nach Süden vorschreitend, finden wir dann noch als Zuflüsse der March ausser einigen kleineren Bächen

f) den Oklukybach,

der bei Ung.-Ostra in die March mündet, und

g) die Velečka,

welche sich unweit Strasnitz in die March ergiesst.

Die Thäler dieser beiden, ziemlich bedeutenden Bäche sind nur in deren Oberlaufe, insoweit sie dem höheren Gebirge angehören, noch einigermassen deutlich als Querthäler entwickelt, weiterhin aber ohne ausgesprochenen Charakter.

2. Wassergebiet der Waag.

Dahin gehört der Vlarafluss, welcher bei Bilnitz aus dem Zusammenflusse der Ržička und Brumovka entsteht, und beim Vlarapasse das Land verlässt. Sehr schön und regelmässig wechselnde Ausbildung als Längs- und Querthäler zeigt der nördliche der beiden erwähnten Thalläufe; derselbe bildet als Thal des Klobouker Baches von Przikas bis Klobouk ein südwestlich gerichtetes Längenthal, von Klobouk bis Brumov ein südsüdöstliches, das Končitagebirge durchschneidendes Querthal. Bei Brumov vereinigt sich der Bach mit dem Nedašovski potok, fliesst als Brumovka südsüdwestlich bis zur Vereinigung mit der Ržička in einem Längenthale, und von hier als Vlara südöstlich in einem Querthale, welches das Grenzgebirge durchschneidet, und sich dann weiter in Ungarn in derselben Richtung bis an das Waagthal fortsetzt.

Ausser der Vlara und ihren Zuflüssen fallen dann noch weiter gegen Westen einige, das Grenzgebirge durchbrechende Wasserläufe dem Gebiete der Waag zu, so der Kralkowskibach beim Hrosinkauer Passe, die Brzezowka und der Stranybach. Endlich liegt auch noch das Quellgebiet des Verbóc-Baches, welcher aber nicht, wie die vorhergehenden in einem Querthale, sondern in einem Längenthal läuft, zum kleinen Theile noch in Mähren.

3. Wassergebiet der Oder.

Nur einige wenige Wasserläufe im äussersten Nordosten des Gebietes fliessen nordwärts der Oder zu, so die Ostravitza mit ihren Quellbächen Bila und Černa, und der Chladnatabach. Die Wasserscheide

gegen die March zieht über den Pass zwischen Rožnau und Frankstadt und die Kammhöhe des Radhostgebirges auf den Kniehyn, von hier südostwärts auf die Kladnata, südwärts auf die Visoka, und endlich ostwärts auf die Trojaczka an der ungarischen Grenze. Die Wasserscheide gegen die Waag zieht dann von letztgenanntem Knotenpunkte nordostwärts längs der ungarischen Grenze gegen den Jablunkauer Pass. Damit ist zugleich der Verlauf der grossen europäischen Wasserscheide zwischen der Ostsee und dem schwarzen Meere, insoweit sie in diese Gegend fällt, gegeben.

In dem Folgenden werde ich nun die Zusammensetzung unseres Gebietes, im Nordosten beginnend, an einer Reihe von Durchschnitten und sonstigen localisirten Beobachtungen zu zeigen versuchen.

I. Die Gegend von Althammer an der mährisch-schlesischen Grenze.

Der Gebirgszug Radhost—Kniehyn—Lissa gora, welcher, wie oben erwähnt, den nördlichen Abschluss des uns hier beschäftigenden Gebietes bildet, besteht, wie bereits seit Hohenegger bekannt ist, aus jenem Sandsteingebilde, welches der Genannte mit dem Namen „Godulasandstein" belegte, und der mittleren Kreide (Albien) zuzählte, eine Deutung, die auch gegenwärtig noch als im Allgemeinen ziemlich richtig festgehalten werden muss. Ich hatte schon im Jahre 1886, anlässlich der geologischen Aufnahmen in Schlesien und Westgalizien, Gelegenheit, mich mit der nordöstlichen Fortsetzung dieses Zuges südlich von Bielitz-Biala und Andrychau zu beschäftigen, und kann bezüglich des Godulasandsteins auf die über diese Gegend gemachte Mittheilung verweisen. (Paul, Beitr. z. Kenntn. d. schles.-galiz. Karpathenrandes. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1887, 2. H., pag. 327 [5].)

Dieser Godulasandsteinzug wird an der mährisch-schlesischen Grenze zwischen den Bergen Lissa gora und Smrk durch das Querthal der Ostravitza geschnitten, welches von Südost nach Nordwest läuft, bei Althammer und Ostravitz aus dem höheren Gebirge hinaustritt und einen instructiven Durchschnitt darbietet (s. Fig. 3).

Verfolgen wir dieses Thal vom Orte Althammer aufwärts (gegen Südost), so finden wir, noch vor Erreichung des höheren Gebirges, als Liegendes des Godulasandsteins echte Wernsdorfer Schichten, und jenen Complex kieseliger Schiefer und gestreifter, hornsteinähnlicher Quarzite, der mit dem Namen Mikušowitzer Schichten belegt wurde, und den ich als heteropische, in ihrem Niveau nicht vollkommen constante Facies der Wernsdorfer Schichten betrachte (vergl. Paul, Beitr. etc. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1887, 2. H., pag. 380 [28]), während ihn Uhlig als „obere Wernsdorfer Schichten" bezeichnet. (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, Nr. 5, pag. 129).

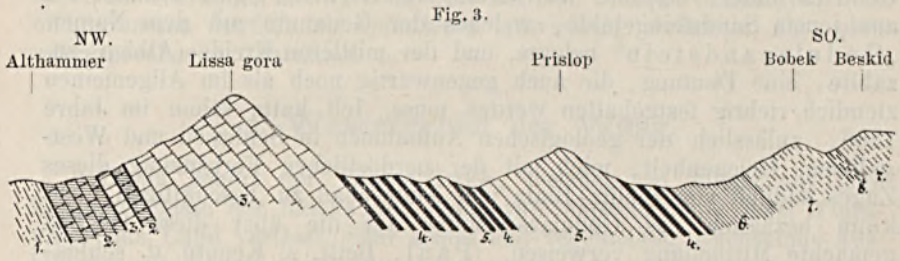
Wie ich bei Althammer in Gesellschaft Dr. Uhlig's selbst beobachtete, liegen hier allerdings die kieseligen Schiefer über der gewöhnlichen Facies der Wernsdorfer Schichten; allein mit meiner Auffassung ist der Umstand, dass irgendwo gerade die oberen Lagen der Wernsdorfer Schichten in der Mikušowitzer Facies entwickelt sind, ganz gut zu vereinigen; es fragt sich nur, ob diese Facies auch überall ander-

wärts auf das obere Niveau beschränkt sei, und davon konnte ich mich in den von mir bereisten Theilen Schlesiens nicht überzeugen. Die Beobachtungen und Argumente, die mich zu meiner Anschauung führten, sind in meiner citirten Arbeit kurz, aber deutlich wiedergegeben; dieselben hätten vielleicht einige Berücksichtigung verdient, bevor man diese Bildungen direct als „obere Wernsdorfer Schichten" bezeichnete.

Uebrigens fallen die Neocombildungen von Althammer, sowie überhaupt das ganze Verbreitungsgebiet der unteren (untercretacischen) Karpathensandsteine in Mähren nicht in mein hier in Rede stehendes Untersuchungsgebiet; sie werden voraussichtlich seinerzeit von Uhlig näher besprochen werden, und wurden hier nur der Vollständigkeit wegen kurz miterwähnt.

Südlich über den Wernsdorfer Schichten finden wir bei Althammer, am Nordwestfusse des Smrk und der Lissa gora, zunächst dünngeschichtete, auf den meist bräunlichen oder gelblich grauen Schichtflächen mit zahlreichen Hieroglyphen bedeckte Sandsteine mit röthlichen oder

Fig. 3.



1. Wernsdorfer und Mikušovicer Schichten.
2. Ellgother Schichten.
3. Godula-Sandstein.
4. Istebna-Schiefer.
5. Istebna-Sandstein.
6. Obere Hieroglyphenschichten.
7. Magura-Sandstein.
8. Schieferlage des Magurasandsteins.

grünlichen Schiefern, die sogenannten Ellgother Schichten (in dem von mir in der citirten Arbeit, pag. 328, vorgeschlagenen beschränkteren Sinne, in welchem die bei der ersten Aufstellung des Namens irrthümlich beigezogenen Mikušowitzer Schichten ausgeschlossen werden). Diese Ellgother Schichten gehören, wie schon von verschiedenen Seiten hervorgehoben wurde, dem Complexe der Godulasandsteine an, sind mit dem eigentlichen groben, massigen Godulasandsteine engstens durch Wechsellagerung und Uebergänge verbunden, und bezeichnen kein scharf begrenztes Niveau innerhalb des Complexes, wenn sie auch gewöhnlich im tieferen Theile desselben auftreten. Dieses Verhältniss ist auch bei Althammer deutlich zu beobachten. Man sieht unterhalb der Einmündung des kleinen Mazakbaches (auf der rechten Thalseite) die Ellgother Schichten; gleich südlich bei der erwähnten Einmündung eine Lage des gewöhnlichen Godulasandsteins, und über dieser noch einmal Schichten vom Typus der Ellgother Schichten, auf welche dann erst, die Höhen Smrk, Cubel, Lissa gora etc. zusammensetzend, die Hauptentwicklung des massigen Godulasandsteins folgt.

Nachdem man thalaufwärts (gegen Südost) vorschreitend, diesen Godulasandsteinzug verquert hat, gelangt man, etwas unterhalb der Einmündung des Jamnikbaches in das Gebiet der Istebner Schichten.

Dieselben beginnen an der Grenze des Godulasandsteins mit Schiefern, die hier, namentlich an der rechten Thalseite, in mehreren Entblössungen gut zu beobachten sind. Diese Schiefer sind meistens dunkel, schwärzlich, grünlich oder röthlich und enthalten zuweilen dünne Sandstein- und Thoneisensteinbänke. Sie prävaliren im Ostravicathale bis etwas oberhalb der Mündung des Černikthales. Dann trifft man an der rechten Thalseite auf einen weisslichen, rostbraun verwitternden Sandstein, der sich gegen Nordost auf den Janikulaberg fortsetzt, dann folgt bei der Sägemühle wieder ein Schieferzug, und dann eine mächtigere Sandsteinmasse, die nordöstlich über den Prislop auf den Sulovberg (an der ungarischen Grenze), südwestlich über die Javořinahöhe an die Kladnata fortstreicht. Etwas südlich von einer Tichanec genannten Localität spaltet sich das Thal; die Ostravitza entsteht hier aus dem Zusammenflusse der Bäche Czerna und Bila. Diese beiden Bäche, von denen der erstere von Nordosten, der letztere von Südwesten kommt, benützen dieselbe Längen-Depression in entgegengesetzter Richtung, und biegen sich bei ihrer Vereinigung als Ostravitza in rechtem Winkel gegen Nordwest.

Am Zusammenflusse stehen noch die Sandsteine an; etwas weiter aufwärts sind aber beide Bäche in Istebner Schiefern eingeschnitten.

Die Verhältnisse des Ostravitzathales zeigen, dass Schiefer und Sandsteine des Istebner Complexes in ähnlicher Weise sich zu einander verhalten, wie die Ellgother Schichten zum massigen Godulasandsteine; sie stehen miteinander in engster Verbindung, gehen durch Wechsellagerung in einander über, und repräsentiren innerhalb des Complexes keine constanten Niveaus. Im Ostravitzathale prävaliren allerdings die Schiefer in den tieferen, die Sandsteine in den höheren Lagen, doch ist dieses Verhältniss, wie anderwärts (z. B. nördlich von Saybusch und an vielen anderen Stellen) beobachtet wurde, kein constantes.

Die Deutung dieser Schichten ergibt sich aus dem Umstande, dass die hier in Rede stehende Gesteinszone — nur durch transgredirende Tertiärgebilde beim Jablunkauer Passe unterbrochen, direct nach Istebna in Schlesien fortstreicht, nach welcher Localität bekanntlich Hohenegger seinerzeit diese Abtheilung benannte; ferner auch daraus, dass diese Bildungen über dem Godulasandstein liegen, aber doch sicher noch der Kreideformation angehören, wie ein aus der Hoheneggerschen Sammlung stammender, mit der Fundortsbezeichnung „Tichanec, Ortschaft Althammer" versehener Ammonit beweist. Dieser, dem *Am. peramplus* nahestehende Ammonit wurde schon wiederholt in der Literatur erwähnt (Paul, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1887, Nr. 11; Uhlig, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1887, Nr. 13; Tietze, Geg. v. Krakau, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1887, 3. H., pag. 466), da durch denselben die seinerzeit aufgetauchten Zweifel über das cretacische Alter der Istebner Schichten endgiltig beseitigt erscheinen.

Verfolgen wir von dem erwähnten Vereinigungspunkte das Thal des Bilabaches gegen Südwest (aufwärts), so gelangen wir bald wieder

in Istebnaschiefer, in denen das Bilathal als Längenthal verläuft; um andere Schichten zu verqueren, müssen wir dieses Thal verlassen und uns gegen Südost wenden. Thun wir dies beispielsweise auf dem Wege, der gegen das Jägerhaus Kabalčanka hinanführt, so finden wir bald im Bachbette Gesteine, die sich von den Istebner Schiefern wesentlich unterscheiden.

Es sind bunte, meist ziemlich grellroth, zuweilen auch bläulich oder grünlich gefärbte Thone und Schieferthone, mit Hieroglyphen führenden dünnen Kalksandsteinen wechselnd. Wir haben hier die oberen (alttertiären) Flyschgebilde erreicht. Die hier entwickelten Schichten entsprechen petrographisch, sowie auch ihrer Lage nach genau Demjenigen, was wir in den westlicheren Flyschgebieten als untere Abtheilung der oberen Karpathensandsteine kennen lernten und „obere Hieroglyphenschichten" zu nennen pflegten.

Im Gegensatze zu anderen Theilen des mährischen Sandsteingebietes, wo, wie wir sehen werden, diese Abtheilung zu mächtiger Entwicklung gelangt und grosse Verbreitung findet, ist dieselbe hier nicht sehr mächtig. Wir sehen sie südostwärts bald (mit Erreichung des Höhenzuges Hochwaldberg-Bobek) von groben Sandsteinen überlagert, die dann bis an die Grenze (Beskid) das Gebirge zusammensetzen. Die Deutung dieser Sandsteine als Magurasandsteine ist wohl eine sehr naheliegende und ungezwungene. Beim Jägerhause Kabalčanska, in der Nähe der Maxklause, und wohl noch an mehreren Stellen, die jedoch in diesem ganz bewaldeten Terrain nicht näher fixirt werden können, enthält der Magurasandstein auch Lagen weicher Schiefer, die jedoch nirgends gut aufgeschlossen sind und keine grosse Mächtigkeit zu besitzen scheinen.

Das wäre also in kurzen Worten die Zusammensetzung des Gebirges zwischen Althammer und dem ungarischen Grenzkamme; zu erwähnen ist noch, dass alle Schichten dieses Durchschnittes mit geringen localen Abweichungen nach Südsüdost und Südost fallen. Am zerknittertsten erscheinen die oberen Hieroglyphenschichten, in denen ich auch an einer Stelle meridionales Streichen mit östlichem Fallen beobachtete. An der Grenze (Beskid) scheinen sich die Schichten, insoweit dies die hier sehr mangelhaften Aufschlüsse erkennen lassen, flach zu legen.

Ganz übereinstimmende Verhältnisse ergibt etwas weiter westlich ein Paralleldurchschnitt vom Kniehyn über die Kladnata an die Visoka.

Der Kniehyn gehört dem Godulasandsteinzuge an, der von der Lissa gora über den Smrk hierher streicht und sich dann weiter westlich an den Radhost fortsetzt. Die Kladnata ist durch Istebnasandstein zusammengesetzt, der, wie oben schon erwähnt, die südwestliche Fortsetzung des im Ostravitzadurchschnitte zwischen dem Prislop und der Javořinahöhe geschnittenen Zuges darstellt. Zwischen Kniehyn und Kladnata sieht man im Thale des Chladnatabaches auch stellenweise Spuren von Istebnaschiefern.

In der Depression zwischen der Kladnata und Visoka, in der Nähe der Wasserscheide zwischen der Beczwa und dem Bilabache, sind ebenfalls schieferige Bildungen entwickelt, die jedoch schlecht aufgeschlossen sind, und theils den Istebnaschiefern, theils den oberen Hiero-

glyphenschichten entsprechen mögen. Die Visoka selbst besteht aus Magurasandstein, der von den oben erwähnten Bergen Bobek und Beskyd hierher streicht und sich dann weiter westlich, wir wir später sehen werden, bis an die March und noch darüber hinaus in das Marsgebirge fortsetzt.

2. Das Thal der Rožnauer Beczwa; die Gegend von Rožnau; das Kalkvorkommen von Lauczka.

Das Thal der Rožnauer Beczwa folgt vom Ursprunge zwischen der Kladnata und Visoka in ungefähr westlicher Richtung als etwas unregelmässiges Längenthal zunächst der im vorigen Abschnitte erwähnten Zone von Istebner Schichten, die auch hier aus einem häufigen Wechsel von Schiefern und Sandsteinen bestehen. Bei der Häusergruppe U Mačečku oberhalb Ober-Beczwa stehen die Schiefer im Bachbette gut aufgeschlossen an; sie sind grau, thonig-glimmerig, mit rostbraunen Verwitterungsbeschlägen, streichen von Osten nach Westen und fallen südlich. Ebenso sind sie auch beim Orte Ober-Beczwa aufgeschlossen. Dazwischen sieht man wiederholt auch einzelne mehr oder weniger mächtige Sandsteinmassen entwickelt. Der Sandstein ist beispielsweise zwischen Ober- und Mittel-Beczwa, bei der Häusergruppe Zawadilka auf der rechten Thalseite gut zu beobachten. Er ist hier mittel- bis grobkörnig, im Inneren weiss, bald massig, bald dünner geschichtet. Die massigen Partien gleichen im Gesammthabitus wie im Handstücke vollkommen dem galizischen „Jamnasandstein", den wir bekanntlich auch immer der mittleren (cretacischen) Gruppe der Karpathensandsteine zuzählten. Das Streichen ist Westnordwest nach Ostsüdost, das Fallen nach Südsüdwest.

Einzelne exotische Geschiebe, wie sie auch anderwärts im Istebnasandsteine wiederholt beobachtet und von verschiedener Seite hervorgehoben wurden, finden sich auch hier den Sandsteinen eingebettet. Sie bestehen meist aus Gneiss-, Glimmerschiefer- und Quarzitbrocken, sind jedoch an dieser Stelle nicht besonders häufig. Weiter westwärts und gegen das Hangende nehmen sie sehr rasch an Menge zu und gestalten die Bildung zu einem wirklichen Conglomerate, das wir bei Rožnau vielfach entwickelt finden werden, und das man ohne die vermittelnde Beobachtung bei Zawadilka kaum für zum Istebnasandsteine gehörig halten würde.

Von Mittel-Beczwa abwärts, bei Unter-Beczwa, bietet das Thal keine guten Aufschlüsse; rechts verdecken Diluvialterrassen vielfach die Thalgehänge; das hinter denselben ansteigende Südgehänge des Radhost besteht wohl schon aus Godulasandstein, doch ist hier die Grenze zwischen Godula- und Istebnasandstein nicht so scharf und sicher zu ziehen, als im oben geschilderten Ostravitzadurchschnitte. Auf der linken Thalseite ziehen Istebnasandsteine und Conglomerate über den Straň- und Ostryberg gegen Rožnau.

Verlassen wir das Beczwathal bei Mittelbeczwa und folgen der Strasse gegen Südwest in dem hier einmündenden Solanthale.

Am Vereinigungspunkte des Solanthales mit dem Beczwathale stehen Schiefer an; dieselben zeigen am östlichen Ufer des Solanthales

eine mächtige Einlagerung von Sandstein, der in einem Steinbruche gewonnen wird. An der westlichen Thalseite (bei Hutisko) gelangen wir bald an grobes Conglomerat aus krystallinischen Schiefer- und Quarzgeschieben; die Kirche von Hutisko steht auf demselben.

Bei der Theilung der Strassen, von denen eine westlich nach Rožnau, die andere südlich über Solanetz nach Karlowitz führt, hat man schon ganz andere Gebilde. Man kann dieselben an der Rožnauer Strasse nahe westlich bei Hutisko beobachten. Es sind bräunliche, glimmerreiche, plattige Sandsteine mit Hieroglyphen, vom Typus der Beloweza- und Kaninaschichten; wir haben hier die alttertiären oberen Hieroglyphenschichten erreicht. Weiter gegen Rožnau tritt die Strasse wieder in das Gebiet grauer Schiefer ein, die im Bachbette bei Wigantitz und Hazowitz anstehen. Sie fallen südlich, unter die Hieroglyphenschichten, ihre Streichungslinie weist genau auf die ebenso fallenden Schiefer von Ober-Beczwa hin; ich glaube sie daher noch den Istebnaschichten zuzählen zu sollen.

Von der Strassentheilung südwärts gegen Solanetz verquert nun die Zone der oberen Hieroglyphenschichten (die jedoch hier ziemlich schmal und schlecht aufgeschlossen ist) und tritt mit dem höher ansteigenden Gebirge bei Solanetz in ein Gebiet grober, massiger Sandsteine ein. Wir sind hier an den, schon im vorhergehenden Abschnitte erwähnten Magurasandsteinzug gelangt, der sich von der Visoka über die Beneska und den Kivnackyberg hierher zieht, um dann weiter westwärts sich stetig verbreiternd bis an die March und das Marsgebirge fortzusetzen. Das Einfallen der Sandsteine ist hier südlich. Nahe dem Kamme sind dem groben Sandsteine glimmerreiche, bräunliche Sandsteinschiefer eingelagert.

Beim Abstiege gegen Karlowitz trifft man sehr bald auf Mergelschiefer und plattige, kalkige Sandsteine, welche nun constant bis in das Thal der Wsetiner Beczwa hinab entgegengesetzt, nämlich nördlich einfallen.

Da der Schichtenfall nördlich von dem hier verquerten Magurasandsteinzuge durchaus ein südlicher war, so haben wir hier eine regelmässige Synklinale geschnitten, und sind hier an den südlichen Gegenflügel der bei Solanetz zwischen die Istebnaschichten und den Magurasandstein sich einschaltenden tieferen Alttertiärgebilde (oberen Hieroglyphenschichten) gelangt.

Diese oberen Hieroglyphenschichten bei Karlowitz enthalten mehrfach ziemlich bedeutende Einlagerungen von im Innern blaugrauem, äusserlich grünlichem oder bräunlichem, meist mittelkörnigem Sandstein. Dieser Sandstein, der vom Magurasandsteine unterschieden werden muss, bildet am Nordgehänge der Wsetiner Beczwa einzelne markirter hervortretende Höhenzüge innerhalb des Gebietes der oberen Hieroglyphenschichten, so z. B. die Höhen Jasenikowa, Babinek etc. Wir werden diese Sandsteine bei Besprechung des Thalgebietes der Wsetiner Beczwa in der Gegend von Wsetin wieder finden, wollen aber jetzt zur Betrachtung der Gegend von Rožnau zurückkehren.

Der bekannte Molkencurort Rožnau liegt im Beczwathale, in welches hier von Norden die Thäler des Kani-potok und des Vermirowsky-potok, von Südosten das Thal des Hazewski-potok einmünden.

Oestlich und westlich bei Rožnau sind vorwiegend die mehrerwähnten Conglomerate entwickelt, die ich der Zone der Istebner Schichten zuzähle.

Der Carlsberg nordöstlich von Rožnau besteht aus feinkörnigem Sandstein mit seltenen Hieroglyphen, mehr dem Godulasandsteine des Mysiberges (im Radhostzuge), als den mürberen, mit Conglomeraten vergesellschafteten Istebnasandsteinen ähnlich; ich glaube daher hier eine südwestlich vorgeschobene Zunge von Godulasandstein annehmen zu sollen.

Im Thale des Kani-potok, längs der Strasse nach Frankstadt nördlich aufwärts, hat man an der westlichen Thalseite hinter der Villa Fichtner und am Chlacholowberge groben, mürben Sandstein mit Conglomerat, dann, in einer Zunge hoch hinauf in das Thal eingreifend, dunkle Schiefer mit eckig bröckligem Sandstein wechselnd. Sie streichen — abweichend vom herrschenden Hauptstreichen — nordwest—südost, fallen südwest, und gehören wohl noch zu den Istebnaschichten, während gegenüber, am Chumhalkiberge, schon Godulasandstein ansteht. Dieser setzt dann auch die Wasserscheide zwischen Rožnau und Frankstadt, hier ziemlich verschmälert, zusammen, und ist bei letztgenannter Stadt von Wernsdorfer Schichten unterlagert.

Auch nahe der Wasserscheide, westlich von der Strasse, mitten im Gebiete des Godulasandsteins, trifft man auf einige Schutthalden aus dunklem, blättrigem Schiefer, über dessen Deutung sich nichts Bestimmtes sagen lässt.

Von Rožnau das Beczwathal abwärts, findet man die Conglomerate besonders schön in der Umgebung des Hradiskoberges aufgeschlossen. Der Hradiskoberg ist etwa $^1/_2$ Wegstunde westlich von Rožnau, auf der linken Seite des Beczwathales gelegen. Er ist ein spitzkegelförmiger Berg, den man, von Wall.-Meseritsch gegen Rožnau kommend, schon von weitem klippenartig aus den sanfter gerundeten umliegenden Höhen herausragen sieht. Die Erwartung, dass man es hier mit einer wirklichen, etwa jurassischen oder neocomen Klippe zu thun habe, bestätigt sich jedoch nicht; der Berg besteht ganz aus Sandstein und Conglomerat. Das letztere ist beim Hradisko-Meierhofe in einem Bruche aufgeschlossen und besteht hier aus Quarz, Glimmerschiefer und Gneiss; es finden sich darunter grosse Geschiebe von weissem Milchquarz, wie er in Glimmerschiefergebieten vorzukommen pflegt. Das Bindemittel ist ein grober, punktirter Sandstein. In einigen kleinen Brüchen und Entblössungen etwas weiter östlich treten zu den erwähnten Geschieben auch solche von Stramberger Kalk hinzu. Am Wege gegen Rožnau finden sich stellenweise solche von über 1 Meter Durchmesser. Unterhalb des Hradiskoberges stehen am Beczwaufer schieferige Bildungen an, die nach Südsüdwest (unter das Conglomerat) einfallen.

Südwestlich (im Hangenden des Conglomerates), am Nordgehänge des Wapenkaberges, findet man grosse Gesteinsblöcke zahlreich aus der Wiese hervorragen. Sie bestehen aus feinkörnigen, oft ganz dichten, quarzitischen, stark glitzernden Sandsteinen. Hier und da sieht man grobe Kalkspathadern, oder wird der Sandstein auch grobkörniger; die Conglomeratgeschiebe fehlen jedoch, und ist die ganze Bildung von den mit den Conglomeraten vergesellschafteten Sandsteinen merklich verschieden. Nach der Grösse der Blöcke scheinen die Sandstein-

schichten ziemlich massig zu sein. Die sich direct ergebende Vermuthung, dass wir es hier nicht mehr mit Gliedern des Istebner Complexes, sondern schon mit Alttertiärgebilden zu thun haben, wurde zur Gewissheit, als wir etwas weiter westlich, in mit den Sandsteinen des Wapenkaberges innigst verbundenen feinkörnigen Sandsteinen bei einer gemeinsam mit Herrn Dr. v. Tausch gegenüber von Zubři an den Südgehängen des Beczwathales unternommenen Excursion deutliche Spuren von Nummuliten, neben einigen anderen, nicht näher deutbaren Conchilientrümmern auffanden. Auch Spuren rother Thone finden sich hier. Am Wege vom Hradisko-Meierhofe nach Uhlisko sah ich schwarze, kieselige, mit heller Verwitterungskruste überzogene Schiefer — petrographisch typische Menilitschiefer — in einzelnen Trümmern herumliegen, die ich zwar nicht anstehend auffand, die aber aller Wahrscheinlichkeit nach aus der Nähe stammen dürften, da sich ein Grund ihrer Zuführung von weiter her wohl nicht leicht denken lässt. Es wäre dies das einzige Vorkommen von Menilitschiefern im ganzen östlicheren Theile des mährischen Grenzgebirges, während dieses Faciesgebilde weiter im Westen (vom Orte Lauczka westwärts in der Gegend von Weisskirchen und Bistritz) vielfach an der Zusammensetzung der alttertiären Karpathensandsteingebilde theilnimmt (vergl. Foetterle, l. c. pag. 34, und Uhlig, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, Nr. 16).

Vom Hradiskoberge das Beczwathal abwärts gegen Wall.-Meseritsch haben wir rechts (an der nördlichen Thalseite) die Zone der Istebner Schichten, links streichen die Alttertiärgebilde fort. An der Strasse westlich von Zaschau sieht man Istebnasandstein, petrographisch dem oben erwähnten Vorkommen von Zawadilka vollkommen gleich, unter der hier das nördliche Thalgehänge vielfach verkleidenden Löss- und Schotterdecke in einigen kleinen Felsen hervortreten.

Gleich darauf treten aber die Alttertiärgebilde auch auf das rechte Ufer über und bilden dann bei Krasna und Wall.-Meseritsch zu beiden Seiten die Gehänge des Beczwathales. Nördlich von Krasna sieht man sie regelmässig ostwestlich streichen und südlich fallen.

Werfen wir nun einen Rückblick auf das Thal der Rožnauer Beczwa, so sehen wir, dass dasselbe einer Depression folgt, die im Norden durch das Godulasandsteingebirge des hohen Radhostzuges, im Süden durch das Magurasandsteingebirge des Visoka-Beneska-Kivnačky-Žebračkazuges begrenzt ist und in welcher Bildungen der Istebnaschichten und des (im Vergleiche zum Magurasandstein) tieferen Alttertiärs zonenförmig entwickelt sind. Jeder Querdurchschnitt ergibt also Verhältnisse, die mit denen des erstgeschilderten Ostravitzadurchschnittes im Einklange stehen.

Der Zone der Istebnaschichten zählte ich auch die Rožnauer Conglomerate zu, da mir der allmälige Uebergang in die Geschiebe-ärmeren Istebnasandsteine und die Aehnlichkeit dieser letzteren mit dem Bindemittel der Conglomerate für diese Deutung zu sprechen scheint. Doch darf nicht verschwiegen werden, dass diese Conglomerate doch überall die höheren Partien des Complexes bezeichnen; die Möglichkeit ihrer Zugehörigkeit zu einer jüngeren Bildungsperiode kann daher nicht vollkommen ausgeschlossen werden.

Von den von Foetterle (l. c. pag. 28) angegebenen Kalkvorkommen bei Rožnau sah ich trotz wiederholten und sorgfältigen Nachforschens an den bezeichneten Localitäten nichts, und muss mich der Vermuthung zuneigen, dass sich Foetterle vielleicht hier durch aus dem Conglomerate stammende Stramberger Kalkgeschiebe täuschen liess.

Diese angeblichen Kalkvorkommnisse wurden auf den älteren (in der Einleitung erwähnten) Karten wie der bekannte Kurowitzer Kalk (l. c. pag. 27) und einige mit diesem sicher zusammengehörige Vorkommnisse als Neocomklippen eingetragen, obwohl Foetterle selbst sagt, dass „die Unsicherheit der Lagerungsverhältnisse, sowie die Beschaffenheit ihres Auftretens eine Identificirung mit den vorerwähnten nicht mit Bestimmtheit zulassen". Diese Klippen sind auf meiner Karte eliminirt.

Dafür war ich in der Lage, ein anderes, bisher weder in der Literatur, noch auf einer der vorliegenden Karten erscheinendes klippenförmiges Kalkvorkommen zu beobachten.

Dasselbe befindet sich zwischen den Orten Lauczka und Podoly, etwa 5 Kilometer südsüdöstlich von Keltsch.

In der westlichen Fortsetzung der mehrerwähnten, den Lauf der Rožnauer Beczwa begleitenden Zone von oberen Hieroglyphenschichten tritt hier, in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen, ein weisslicher oder hellgrauer hydraulischer Kalk vom gewöhnlichen Typus der karpathischen neocomen Aptychenkalke auf. Er ist umgeben von Hieroglyphenführenden Kalksandsteinen und Schiefern, die das bekannte Ansehen der oberen Hieroglyphenschichten zeigen, und im Orte Lauczka eine schmale Einlagerung von Menilitschiefern enthalten. Man sieht die letzteren in den Dorfstrassen, namentlich in der vom Teiche an die Hauptstrasse führenden, mit nördlichem Einfallen anstehen.

Was nun die Altersbestimmung dieses Kalkvorkommens betrifft, so ist es sehr wahrscheinlich, dass dasselbe identisch ist mit den von Foetterle (l. c. pag. 28) angegebenen Kalkvorkommnissen von Kurowitz, vom Dubowaberge nördlich von Freistadtl, bei Klein-Lukowetz, bei Rotallowitz und beim Ursprunge des Juchinabaches; unser Vorkommen bei Lauczka fällt ziemlich genau in die durch die erwähnten Vorkommnisse bezeichnete südwest-nordöstliche Streichungslinie. Ich konnte diese Kalke nicht aus eigener Anschauung kennen lernen, da die Punkte ihres Auftretens ausserhalb meines Untersuchungsgebietes fallen, kann mich daher bezüglich ihrer Deutung, die dann auch für unser neues Vorkommen von Lauczka mitgilt, nur auf die in der Literatur enthaltenen Angaben stützen.

Der Kalk von Kurowitz wurde ursprünglich von Glocker (Nova Acta d. kais. Leop. Carol. Ak. d. Naturf. 1841, XIX. Bd. II., Suppl.) dem oberen weissen Jura zugezählt. Später hat Peters (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1854, 2. Heft) die Aptychen dieser Localität einer genaueren Untersuchung unterzogen und dieselben als *Apt. striato-punctatus Pet.* und *Apt. applanatus Pet.* bestimmt, also als zwei Formen, welche sonst nur in den Aptychenkalken des Wiener Sandsteins und der unteren Abtheilung der Rossfelder Schichten vorkommen. Da auch die petrographische Beschaffenheit dieser Kalke einerseits mit dem

Biancone Südtirols, andererseits mit den Aptychenkalken des Wiener Sandsteins vollkommen stimmte, so galten dieselben seither als zweifellos neocom.

Neuerlich greift aber Uhlig (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, Nr. 16) auf den alten Glocker'schen Standpunkt zurück, indem er die Kalke von Kurowitz und Freistadtl wieder als oberjurassisch erklärt.

Uhlig motivirte diese Anschauung vorläufig nur mündlich (in einem im Jahre 1888 an der k. k. geol. Reichsanstalt gehaltenen Vortrage) mit der Angabe, er habe in den Aptychen von Kurowitz nicht wie Peters neocome, sondern jurassische Formen erkannt.

Ich meinerseits, der ich die Gewissenhaftigkeit, Gründlichkeit und Urtheilsschärfe des verstorbenen Professor Peters noch aus persönlichem Verkehre kennen und würdigen zu lernen in der Lage war, kann mich schwer entschliessen, die Resultate einer von dem Genannten in eingehender Weise und mit voller Kenntniss der obwaltenden Fragen durchgeführten Untersuchung nun einfach für irrig zu halten und muss mich der Ansicht zuneigen, dass vielleicht in den fraglichen Localitäten neben den von Peters angegebenen Neocomformen auch solche Aptychentypen auftreten mögen, wie sie anderwärts im oberen Jura vorkommen, von denen aber doch erst nachzuweisen wäre, dass sie nicht in's Neocom hinaufsteigen.

Ebensowenig Sicherheit, wie aus den über die Aptychen dieser Kalke gepflogenen Untersuchungen, ergibt sich leider auch aus den vorliegenden Daten über die Lagerungsverhältnisse das Verhältniss zu den Nachbargesteinen.

Die Frage scheint sich mir in dieser Beziehung folgendermassen zu stellen:

Sind die fraglichen Kalke neocom, so können sie entweder vollkommen klippenförmig aus dem umliegenden Sandsteingebiete (wenn dieses der oberen Karpathensandsteingruppe angehört) hervortreten oder sie können auf einer Seite ihres Auftretens mit älteren Karpathensandsteinen (Aequivalenten der Teschner Schiefer oder Wernsdorfer Schichten) stratigraphisch zusammenhängen, durch Wechsellagerung oder Uebergang mit solchen in Verbindung stehen.

Sind sie jurassisch, dann ist der letztere Fall wohl ausgeschlossen, es wäre denn, man wollte auch einen Theil der mährisch-schlesischen Flyschsandsteine für jurassisch erklären, eine Consequenz, die wohl Niemand wird ziehen wollen.

Was nun in dieser Beziehung in der Literatur vorliegt, beschränkt sich, da von Uhlig noch nichts Näheres über diesen Gegenstand mitgetheilt wurde, auf die bei Foetterle (l. c. pag. 27 u. 28) gegebenen Daten. So dürftig dieselben sind, so scheint es doch, dass Foetterle den Eindruck eines stellenweisen Zusammenhanges zwischen den Kalken und Sandsteinen gewann, denn er spricht ausdrücklich und wiederholt von „Einlagerungen" der ersteren in den letzteren.

Dies würde nun wohl für neocomes Alter der Kurowitzer und Freistadtler Kalke sprechen und ich glaube daher auch unseren Kalk von Lauczka vorläufig wahrscheinlicher für neocom, als für jurassisch halten zu sollen.

Verfolgt man das Thal des Lauczkabaches vom Orte Lauczka abwärts über Branek gegen Wallachisch-Meseritsch, so bewegt man sich im Streichen der Zone von oberen Hieroglyphenschichten, die hier, in einer Falte gebrochen, antiklinales Schichtenfallen zeigen. So sieht man ostnordöstlich von Lauczka am rechten Ufer südsüdöstliches, bei Branek an der linken Thalseite nordnordwestliches Einfallen. Westlich von Politschna, nördlich neben der Strasse, sieht man den Scheitel der Antiklinale selbst, von dem die Schichten gegen Südsüdost und Nordnordwest abfallen. Im Kerne der Antiklinale sieht man bei Politz (an der linken Thalseite) und bei Branek (an der rechten Thalseite) einen mürben Sandstein hervorkommen, von dem es mir dieser Lagerung wegen, sowie seiner petrographischen Beschaffenheit nach wahrscheinlich scheint, dass er einen Aufbruch von Istebnasandstein bezeichne. Es kann diese Deutung um so plausibler erscheinen, als ja auch das nahe Kalkvorkommen von Lauczka eine solche wahrscheinlich cretacische Insel in der Zone der oberen Hieroglyphenschichten darstellt. Allerdings würde es dann auch möglich sein, dass das letztere Vorkommen kein vollständig klippenförmiges, sondern an einer Seite von einer, wenn auch noch so schmalen Zone jüngerer Kreideschichten begleitet sei. Da die den Kalk umgebenden Partien sehr schlecht aufgeschlossen sind und es sich hier, wie überall im karpathischen Flyschgebiete um untereinander sehr ähnliche Bildungen handelt, so konnte ich eine solche Zone allerdings nicht constatiren und muss mich damit begnügen, für spätere Beobachter die erwähnte Möglichkeit angedeutet zu haben.

3. Die Thäler der Wsetiner Beczwa und der Senica; das Javornik- und Makittagebirge.

Die Stadt Wallachisch-Meseritsch liegt am Zusammenfluss der Rožnauer mit der Wsetiner Beczwa auf einer Diluvialterrasse, die aus Löss mit einer Unterlage von Flussschotter besteht und unter welcher (in der Nähe der nach Krasna führenden Brücke) auch die oberen Hieroglyphenschichten stellenweise am Flussufer hervortreten.

Von hier gegen Süden, das Thal der Wsetiner Beczwa aufwärts verfolgend, bewegt man sich auf der Ostseite des Thales noch eine kurze Strecke im Diluvium; bei Kržiwe erreicht man Aufschlüsse in Sandsteinschiefern mit verkohlten Pflanzenresten und einzelnen dünnen kalkigen Lagen. Sie streichen Ost—West und fallen nach Süden. Es ist dies dieselbe Gesteinszone, die wir am Südgehänge des Thales der Rožnauer Beczwa und westwärts im Lauczkathale kennen lernten und als obere Hieroglyphenschichten bezeichneten.

Darüber finden wir, südwärts fortschreitend, wie überall, den Magurasandstein.

Wir haben hier, mit der Thalverengerung bei Jaržowa, wieder den oft erwähnten Magurasandsteinzug erreicht, der sich ostwärts an die Visoka, westwärts an den Javornik-Kelski und das Marsgebirge erstreckt. Die erste Kette der Sandsteine zeigt regelmässiges südliches Einfallen, weiter aufwärts, z. B. bei der Einmündung des Bistržickabaches, treten Faltungen und daher auch stellenweise nördliche Fallrichtungen auf.

Nördlich bei Jablunka und Przno tritt man wieder in ein Schiefergebiet ein. Die Fallrichtungen an der Grenze gegen den Sandstein sind ziemlich verworren. Der letzte Sandsteinaufschluss (am Westfuss des Brželinaberges) zeigt nordöstliches Fallen, so dass man vermuthen könnte, der Sandstein lagere über den Schiefern; die letzteren selbst fallen aber an dem, der Gesteinsgrenze zunächst gelegenen Aufschlusspunkte (an der Strasse, am Westfusse des Paleniskaberges) gegen Südwest, also vom Sandsteine ab. Gleich etwas weiter südlich an einem Bahneinschnitte sieht man wieder nordöstliches Fallen. Es dürften hier wohl locale Störungen angenommen werden müssen.

Die petrographische Beschaffenheit dieser Schiefergebilde, die hier eine bedeutende Entwicklung erlangen und westsüdwestwärts im Längenthale des Ratiborbaches über Hostialkow fortstreichen, ist eine ziemlich vielgestaltige; sie sind meist dunkel, zuweilen röthlich und enthalten auch Hieroglyphen führende Lagen. Einzelne, dem Magurasandsteine ähnliche Sandsteinbänke kommen vielfach in denselben vor. Oestlich bei Jablunka verräth die intensiv roth gefärbte Ackerkrume die Anwesenheit rother Thone. Südlich von Jablunka folgt unter diesen letzteren glitzernder Sandstein, darunter weisslicher, mürber, grober, dickschichtiger Sandstein, dann wieder glitzernder feinkörniger Sandstein und unter diesem ein Complex von blätterigen Schiefern, mit blaugrauen glimmerigen Sandsteinplatten und gelblichen Hieroglyphenschichten wechselnd. Diese lehnen sich endlich an den höheren Sandsteinzug des Hrbowaberges (auf der östlichen) und des Křižowaberges (auf der westlichen Thalseite) an.

Hier an der Südgrenze des Schiefergebietes herrscht durchaus nördliches und nordnordwestliches Fallen. Man kann dasselbe an dem eben erwähnten Durchschnitte südlich von Jablunka an der östlichen Thalseite, ferner an einigen Schieferaufschlüssen bei der Einmündung des Ratiborbaches in das Beczwathal, endlich auch im letzterwähnten Seitenthale beobachten. Wenn man z. B. von der Häusergruppe Uhercači (westlich von Hostialkow) südlich gegen das Gebirge hinansteigt, hat man bis zur Häusergruppe Stepkowa die Schiefer mit constantem nördlichem Einfallen. Unter ihnen folgen dann (mit dem Höhenzuge des Tysowyberges) die groben Sandsteine, die dann in ziemlicher Breite auch den Zug Kumenec-Wisokygrun zusammensetzen, der östlich mit dem oben erwähnten Kržižowaberge zusammenhängt.

Wir haben also als südliche Begrenzung der hier in Rede stehenden Schiefer wieder einen mächtigen und ausgedehnten Sandsteinzug. Was sind nun diese Schiefer? Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach möchte man sie ohne Weiteres für obere Hieroglyphenschichten erklären; allein wenn die Sandsteine, die, wie eben erwähnt, am Südrande des Schiefergebietes constant unter die Schiefer einfallen, wirkliche Magurasandsteine sind, dann muss diese Deutung ausgeschlossen werden. Diese Sandsteine aber als etwas Anderes, als Magurasandsteine zu deuten, geht durchaus nicht an; sie hängen ganz direct mit dem Magurasandsteine der Beneska und Visoka zusammen und stellen überhaupt nur die südlichere Kette des grossen Magurasandsteingebietes dar, welches sich von der Visoka an das Marchthal erstreckt und auch in seinem westlicheren Theile (in der Gegend von Bistritz und Freistadtl)

von Dr. Uhlig als Magurasandstein (Marchsandstein) in seine Aufnahmsblätter eingetragen wurde.

Die Schiefer der Gegend von Jablunka im Beczwathale gehören also der höheren Abtheilung der oberen (alttertiären) Karpathensandsteingruppe an und können als „Schiefer des Magurasandsteins" bezeichnet werden. Die erste Spur ihres Auftretens innerhalb des grossen, hier in Rede stehenden Magurasandsteinzuges haben wir schon in den beiden früher besprochenen Paralleldurchschnitten, beim Jägerhause Kavalčanska und im Durchschnitte zwischen Solanetz und Karlowitz kennen gelernt. Genau in der Streichungslinie dieser noch sehr geringmächtigen Vorkommnisse haben wir nun die mächtigere Schieferentwicklung von Jablunka, die hier die Scheidung des Magurasandsteingebirges in eine nördliche und südliche Kette bedingt und sich westwärts auch im Untersuchungsgebiete des Dr. Uhlig (nach den von demselben gemachten kartographischen Einzeichnungen) wiederfindet.

Wenn irgendwo im mährischen Grenzgebirge, so könnte vielleicht in diesen Schiefern ein ungefähres Analogon derjenigen Bildung gesehen werden, die Tietze in Westgalizien mit dem Namen „Krosnoschichten" belegte; ich habe jedoch schon in der Einleitung zu vorliegender Mittheilung auf die Schwierigkeit hingewiesen, die mir mit der Uebertragung der Tietze'schen Eintheilung auf unser mährisches Gebiet verbunden zu sein scheint.

Hat man, südwärts vorschreitend, den letzterwähnten Magurasandsteinzug verquert, so gelangt man bei der Stadt Wsetin wieder auf Schiefer, die längs der ganzen Gesteinsgrenze constant nördlich, also unter den Magurasandstein einfallen und daher den oberen Hieroglyphenschichten (in meinem mehrerwähnten Sinne) zugezählt werden müssen. Es ist dies dieselbe Zone, die wir schon im Durchschnitte von Solanetz nach Karlowitz am Nordgehänge des Thales der Wsetiner Beczwa angetroffen haben.

Diese Zone von oberen Hieroglyphenschichten begleitet das Thal der Wsetiner Beczwa, welches südlich von Wsetin zum Längenthale wird, zu beiden Seiten über Rowiezy, Hallenkau, Neu-Hrosenkau und Gross-Karlowitz. Die Fallrichtung ist auf dieser Erstreckung am nördlichen Thalgehänge stets nordnordwestlich (unter den Magurasandstein des Visokazuges); gegen die Thalmitte treten einige Faltungen auf und der Flusslauf selbst folgt der Scheitellinie einer Schichtenknickung, denn am südlichen Gehänge herrscht südsüdöstliches Fallen. Am Rande des im Süden des Thales sich erhebenden höheren Javornikgebirges kehrt die Fallrichtung aber wieder um und die oberen Hieroglyphenschichten lehnen sich hier mit nordnordwestlichem Fallen an die in gleicher Richtung unter dieselben einfallenden Sandsteine des Javornikgebirges. Beifolgende schematische Skizze zeigt dieses in dem in Rede stehenden Theile des Beczwathale ziemlich constante Lagerungsverhältniss (s. Fig. 4).

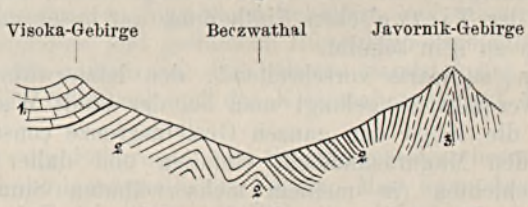
Bei Wsetin selbst sieht man das nördliche Einfallen an der Strasse nordwestlich bei der Stadt, sowie im Flussbette unterhalb des Parkes sehr deutlich; weiter südwärts treten mehrfache Knickungen auf, man kann solche südlich von Wsetin am Westgehänge der Beczwa, sowie an der rechten Seite des Rokitenkathales zwischen Roketnitz und Lhotta

beobachten. Hier findet man auch die Fortsetzung jener Sandsteine, die wir als Einlagerungen in die oberen Hieroglyphenschichten zuerst im Durchschnitte von Solanetz nach Karlowitz nördlich vom letztgenannten Orte angetroffen haben. Sie sind südlich von Roketnitz in einigen kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen, erreichen jedoch hier keine nennenswerthe Mächtigkeit und auch nicht jene orographische Bedeutung, wie weiter nordöstlich bei Karlowitz, wo sie einzelne über 700 Meter ansteigende Höhenzüge bilden. Südöstlich bei Wsetin finden sich beispielsweise auf den Höhen Lysa hora und Lisni solche Sandsteine.

Die Zone der oberen Hieroglyphenschichten erreicht bei Wsetin eine Breite von 8—10 Kilometer und setzt gegen Südwest über die Wasserscheide zwischen der Beczwa und Držewnica und im Thale der letzteren über Wisowitz und Zlin bis an die March fort. Ungefähr in der Mitte dieser Zone mündet bei Austy das Senicathal in das Beczwathal und bietet als ausgesprochenes Querthal die Fortsetzung des uns hier beschäftigenden Durchschnittes.

Von Austy bis Polanka schneidet man noch die Zone der oberen Hieroglyphenschichten, welche mehrfache Schichtenknickungen und daher

Fig. 4.



1. Magurasandstein.
2. Obere Hieroglyphenschichten.
3. Javorniksandstein.

wechselnde Fallrichtungen gegen Nordnordwest und Südsüdost zeigen. Die in allen grösseren Entwicklungsgebieten der oberen Hieroglyphenschichten sich findenden, mehr oder weniger mächtigen Einlagerungen von Sandsteinmassen fehlen auch hier nicht.

Bei Polanka betritt man die südwestliche Fortsetzung des hohen Javornikgebirges und damit ein Gebiet anderer Sandsteine.

Die Sandsteine des Javornikgebirges sind im Innern meistens licht, fester, homogener im Korne und dünnschichtiger als die Sandsteine der oberen Hieroglyphenschichten oder der Magurasandstein. Sie enthalten keine Conglomeratlagen und bilden beinahe nie grosse Gehängeblöcke; die Gehänge sind mit circa faustgrossen, scharfkantigen, grauen Bruchstücken bedeckt, ähnlich wie beim minder typischen, höheren Jamnasandstein. Der Sandstein ist zuweilen mit dunklen, graphitartig glänzenden Eisensteinüberzügen bedeckt; solche Varietäten sind dann auch zuweilen, aber sehr selten, schalig, zeigen auf den glänzenden Verwitterungsbeschlägen Spuren von Hieroglyphen und gleichen vollkommen dem Sandsteine von Istebna in Schlesien.

Der Javorniksandstein — wie ich diese Bildung kurz nennen will — enthält auch Schieferlagen, der Schiefer ist aber anders als der

gewöhnliche, zu den oberen Hieroglyphenschichten gehörige. Er ist kleinblätterig, nicht licht, sondern dunkel verwitternd und eisenschüssig.

Die Lagerung der Javorniksandsteine ist eine ausgesprochen antiklinale; sie fallen am Nordrande des Gebirgszuges (z. B. östlich von Perlow) nach Nordnordwest, am Südrande desselben (nördlich von Lužna, bei Zdjechow etc.) nach Südsüdost.

Zur Beobachtung dieses Lagerungsverhältnisses, welches längst der Hauptstrasse im Senicathale nicht sehr deutlich aufgeschlossen ist, empfiehlt sich namentlich das Parallelthal des Huslenkabaches, welches, etwa 6 Kilometer östlich vom Senicathale, bei Darebny in das Beczwathal mündet und südwärts nach Zdjechow hinanführt.

Man hat in diesem Thale zunächst bei Darebny die oberen Hieroglyphenschichten, welche, ganz wie es die obige schematische Skizze (Fig. 4) zeigte, zuerst nächst der Thalmündung gebirgswärts (nach Südsüdost) fallen, dann aber bei der Einmündung des Uherskabaches ihre Fallrichtung in eine steil nordnordwestliche verändern. Dann folgt der Javorniksandstein, zuerst ebenfalls sehr steil nach Nordnordwest, dann aber etwas flacher südsüdöstlich fallend. Er ist sehr schön bei der zweiten Thaltheilung, in der Nähe der Surankymühle aufgeschlossen. Bei Zdjechow folgen dann über demselben mit gleicher (südsüdöstlicher) Fallrichtung blätterige Schieferthone, welche die Depression zwischen dem Javornik- und Makittagebirge zusammensetzen. Sie sind ziemlich weich, im Innern dunkler als an den Verwitterungskrusten und gleichen schon wieder ganz den gewöhnlichen Schiefern der oberen Hieroglyphenschichten.

Im Senicathale schneidet man die Zone dieser letztgenannten Schiefer bei Luschna und tritt dann in das Makittagebirge ein.

Dieses besteht aus Sandsteinen, welche im Allgemeinen weicher, gröber, mürber sind als die Javorniksandsteine. Häufig sind diese Sandsteine auffallend porös und dann gewöhnlich licht, zuweilen ganz weiss, durch Aufnahme manchmal bis nussgrosser Quarzgeschiebe wird das Gebilde stellenweise conglomeratartig. Ungefähr in der Mitte der Mächtigkeit dieser Sandsteine (bei Usekule) finden sich krummschalige, hieroglyphenführende, kalkig glimmerige Lagen, dann gelangt man am Südgehänge des Vrch Kopec an die sogenannte Teufelsmauer. Es ist dieses eine an der westlichen Thalseite hervorragende Bank eines groben, mürben, beinahe conglomeratartigen Sandsteines, welche steil nach Südsüdost einfällt. Eine ganz ähnliche Felspartie ist nordöstlich im Streichen der Hradiskofelsen bei Pulčin.

Gleich nach Verquerung dieser Felspartie erreicht man bei Lideczko wieder ein ausgedehntes Gebiet schiefriger Bildungen, die in Lideczko mit südsüdöstlichem Fallen aufgeschlossen sind, also über den Sandsteinen der Makitta und der Teufelsmauer liegen.

Werfen wir nun einen Rückblick auf den im Vorhergehenden kurz skizzirten Durchschnitt, so sehen wir, dass der Javorniksandstein in seiner antiklinalen Schichtenstellung unbedingt das älteste Glied desselben darstellt. Da er, gleichwie die Istebnasandsteine am Rande des Radhostgebirges, das Liegende der oberen Hieroglyphenschichten repräsentirt, auch im petrographischen Habitus vielfach an Istebnasandstein erinnert, so glaube ich wohl mit einiger Berechtigung in demselben

den südlichen Gegenflügel des oben erwähnten nördlichen Zuges von Istebner Schichten vermuthen zu können.

Dass nördlich und südlich von einer derartigen Antiklinalfalte, wie sie das Javornikgebirge darstellt, äquivalente Bildungen auftreten, ist a priori anzunehmen und wirklich sind auch die Schiefer von Lužna und Zdjechow von den im Norden des Javornikzuges entwickelten schiefrigen Bildungen, die wir den oberen Hieroglyphenschichten zuzählten, nicht zu unterscheiden. Die Sandsteine der Makitta und der Teufelssteine glaube ich dann als Aequivalente jener, den oberen Hieroglyphenschichten als heteropische Einschaltungen angehörigen Sandsteine auffassen zu müssen, die wir nördlich vom Javornikgebirge im Höhenzuge Jasenikowa-Babinek-Lisni und im Rokitenkathale bei Wsetin angetroffen haben.

Es mag vielleicht hier die Frage aufgeworfen werden, warum ich nicht in diesem Durchschnitte südlich vom Javornikgebirge die Schiefer von Zdjechow und Lužna als obere Hieroglyphenschichten, die Sandsteine der Makitta als Magurasandstein und endlich die darüber folgenden Schiefer von Lidecko als Schiefer der oberen Abtheilung, als Aequivalente der Schiefer von Jablunka oder der „Krosnoschichten" deute.

Eine solche Deutung würde allerdings für Denjenigen, der eben nur diesen einen Durchschnitt kennt, sehr plausibel erscheinen können, ist aber nach mehrfachen, in anderen Theilen des Gebietes gewonnenen Erfahrungen doch nicht zulässig.

Der Verfolg des Makittagebirges gegen Südwesten, sowie das Verhalten der ganz äquivalenten Sandsteine des Končitagebirges und von Luhatschowitz (auf die ich noch in einem späteren Abschnitte vorliegender Mittheilung näher zurückkommen werde) zeigt ganz deutlich, wie sich die Sandsteine aus anfänglich (im Westen) oft ganz dünnen, den typischen oberen Hieroglyphenschichten eingeschalteten Lagen allmälig dem Streichen nach immer mächtiger entwickeln und auf diese Art im Osten des Terrains zu selbstständigen Sandsteinzügen anschwellen, die schiefrigeren Varietäten desselben Complexes einerseits ersetzen und verdrängen, andererseits aber eine Scheidung in eine tiefere und eine höhere Partie derselben bedingen, wie sie im Westen absolut nicht besteht.

Ich freue mich, mit dieser Auffassung des Verhältnisses dieser Sandsteine zur Hauptmasse der Schiefer mich in voller Uebereinstimmung mit der Anschauung zu befinden, die Stur bei seiner Bereisung dieses Gebietes im Jahre 1857 über diesen Gegenstand gewann. Stur beschreibt (l. c. pag. 39 und 41) die Mergelschiefer und Mergelkalke (unsere oberen Hieroglyphenschichten) „im flachen westlichen Theile des aufgenommenen Gebietes und fügt hinzu: „In diesem Schichtencomplexe findet man, namentlich östlich bei Ungarisch-Hradisch, bei Maržatitz, Jarošau und Billowitz sehr untergeordnet auftretende, 2 bis 3 Zoll und nur selten mächtigere Schichten von lichtgelben, beinahe ganz weissen, sehr feinkörnigen Sandsteinen, die aus schwarzen zerstreuten, sehr kleinen Glimmerblättchen, Quarz, oft in grösseren, erbsengrossen abgerollten Körnern und Feldspath zusammengesetzt zu sein scheinen etc." „In dem gebirgigen Theile dagegen, namentlich von Luhatschowitz angefangen in nordöstlicher Richtung, zwischen Brumow und Klobouk ist dieses Verhältniss in der Weise modificirt, dass

zwar hier auch dieselben Gesteine wie im Westen auftreten, die Sandsteine aber, die petrographisch denen im Osten gleich, hier nicht nur nicht untergeordnet vorkommen, sondern die Hauptmasse der Gebirgszüge zu bilden scheinen." Weiter bemerkt dann Stur noch ausdrücklich: „Ueber das relative Alter der Sandsteine und Mergel, namentlich der porösen Sandsteine und der diese begleitenden Conglomerate lässt sich nichts Bestimmtes sagen. Denn nicht nur bei Maržatitz wechseln sie mit den Sphärosiderite führenden Mergeln, auch unterhalb Klobouk erscheint die mächtige Einlagerung des porösen Sandsteines als ein den Mergeln regelmässig eingebettetes, diesen angehöriges und mit denselben gleichzeitiges Lager."

Ein weiterer Grund, der die Deutung der Makitta- und Teufelsteinsandsteine als Magurasandsteine nicht zulässt, ist auch der Umstand, dass dann die stellenweise auf eine ganz geringe Breite von kaum mehr als $^1/_2$ Kilometer zusammenschrumpfenden Mergelschiefer von Zdjechow und Lužna die ganze Mächtigkeit der oberen Hieroglyphenschichten repräsentiren würden, was im Hinblick auf die bedeutende Breite und Entwicklung, die diese Abtheilung im Norden des Javornikgebirges in der Gegend von Wsetin erreicht, nicht angenommen werden kann.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie der eben kurz geschilderte Durchschnitt des Senicathales durch das Makittagebirge zeigt weiter südwestlich der Uebergang über das genannte Gebirge von Wisowitz nach Loučka. Auch hier sehen wir im Norden des Gebirgszuges die Mergelschiefer (die directe Fortsetzung des Zuges von Zdjechow und Lužna) südöstlich gebirgwärts fallen. Darüber liegen die Sandsteine des Makitta-Teufelsteinzuges, in denen hier namentlich die weisslichen, porösen, einzelne grössere Quarzkörner in feinkörnigerer Grundmasse enthaltenden Varietäten vertreten sind und darüber liegen endlich bei Loučka im Streichen der bei Lidečko erwähnten Bildungen wie diese südöstlich einfallende Schiefer.

Das südwestliche Ende dieses Gebirgszuges werde ich noch bei Besprechung der Gegend von Luhatschowitz zu erwähnen haben.

4. Von Lidečko an den Vlarapass.

Wir setzen nun unseren Durchschnitt, den wir im vorigen Abschnitte bis an den Südrand des Makittagebirges geführt hatten, weiter südwärts fort.

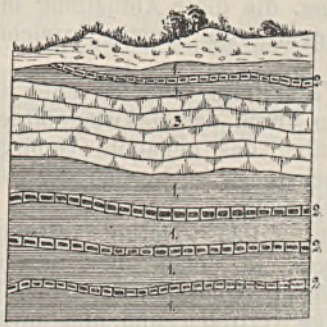
Bei Lidečko, an der Wasserscheide bei Ober-Litsch, und bei Klobouk herrschen durchgehends die oberen Hieroglyphenschichten, das ist ein Wechsel von Schieferthonen mit dünnen, schaligen, Hieroglyphen führenden Sandsteinbänken, in welchem einzelne Partien massigerer Sandsteine eingelagert sind, und stellenweise zu mächtigerer Entwicklung gelangen. Der Sandsteinzug, der östlich von Ober-Litsch mit dem Stranyberge beginnt, nordöstlich über den Čubek fortstreicht und mit dem Strči hlava nach Ungarn hinübertritt, wird auf beiden Seiten von gegen denselben einfallenden Schiefern unterlagert und scheint dieser Lagerung nach eine Scholle von echtem Magurasandstein darzustellen.

Er erreicht hier in Mähren keine nennenswerthe Ausdehnung, gelangt aber in Ungarn zu bedeutenderer Entwicklung.

Die oberen Hieroglyphenschichten der Gegend von Klobouk zeigen eine grosse Menge von Schichtenfaltungen, von denen einzelne mehrere Kilometer weit dem Streichen nach verfolgbar sind, und die die ausserordentliche Breite, welche diese Abtheilung hier erreicht, erklären.

Wenn man z. B. von Klobouk nordwestlich über den Vinca haj und Mirošow gegen den Hrušoveberg geht, beobachtet man dreimaligen Wechsel von nordwestlicher und südöstlicher Fallrichtung. Auch östlich vom Lissapass (schon auf ungarischem Gebiete, zwischen Lissa und Strželna) sieht man die Fahrstrasse ungefähr einer Faltungslinie folgen, indem die Schichten südlich von der Strasse nach Südost, nördlich von derselben nach Nordwest fallen. Auch ist hier (südlich von der Strasse) ein Aufschluss, der die die oberen Hieroglyphenschichten constituirenden Gesteinsvarietäten in deutlicher Wechsellagerung zeigt (s. Fig. 5).

Fig. 5.



1. Blättriger Schiefer.
2. Kalkiger, schaliger Hieroglyphensandstein.
3. Grober Quarzsandstein.

Von Klobouk südwärts nach Brumow durchschneidet man im Thale des Klobouker Baches das Končita-Gebirge. In Klobouk stehen noch die gewöhnlichen Schiefer mit Sandsteinbänken an; dann folgt, gleich südlich von der Stadt, eine mächtigere Lage von mürbem, porösen, lichten, dickgeschichteten Sandstein, ganz wie viele Varietäten der Sandsteine des Makittagebirges, der Luhatschowitzer Sandsteine etc. Dieser Sandstein ist rechts von der Strasse in einem Steinbruche aufgeschlossen, fällt südöstlich und setzt westlich vom Thale den Straneberg zusammen, während er gegen Osten bald verschwindet. Ueber demselben folgt südwärts mit gleichbleibendem südöstlichem Einfallen wieder Schiefer; dieser ist hier zuweilen kalkig kieselig, zerfällt in längliche, scharfkantige Stücke und erinnert einigermassen an manche Varietäten der nordungarischen, den Menilitschiefern äquivalenten Smilnoschiefer. Einzelne Sandsteinbänke stehen wie überall mit dem Schiefer in Wechsellagerung.

Dann folgt das eigentliche Končitagebirge. Dasselbe besteht aus ähnlichem Sandsteine, wie der oben erwähnte, nur dass hier auch

härtere Varietäten vorkommen. Der Sandstein des Končitagebirges setzt nordöstlich mit dem Žubak- oder Končitaberge nach Ungarn hinüber, gegen Südwesten bildet er noch den Matkaberg, ist aber im Rekathale zwischen Bohuslavitz und Popukeř, wo seine südwestliche Streichungsfortsetzung zu suchen wäre, nur mehr durch einige, den Schiefern eingelagerte Sandsteinbänke von geringer Mächtigkeit markirt und verschwindet bei Hradek gänzlich.

Südwärts, bei der Sägemühle nördlich von Brumow, ist der Sandstein wieder von blättrigen Schiefern überlagert. Die ganzen Sandsteine dieses Zuges sind somit nichts Anderes, als etwas mächtiger anschwellende Einlagerungen in der Hauptmasse der Schiefer.

Stur (l. c. pag. 40) veranschlagt die Mächtigkeit dieses Sandsteins auf 20—25 Klafter (also circa 40—50 Meter), und bemerkt dazu: „Dieses im Verhältniss zu der Grösse des Končita-Gebirgszuges gewiss unbedeutende Sandsteinlager ist doch im Stande, die Oberfläche des ganzen Gebirgszuges mit einer Decke von Sand zu versehen, dass man in Ermanglung der Entblössung den ganzen breiten Gebirgszug aus dem Sandsteine gebildet betrachten müsste."

Südlich vom Končitagebirge, in der Gegend von Brumow und Bilnitz, sowie westlich von demselben bei Hradek, Slavičin etc. herrschen durchgehends die schiefrigeren Bildungen der oberen Hieroglyphenschichten, mit vielen untergeordneten Sandstein-Einlagerungen. Die letzteren machen stellenweise beim ersten Anblicke den Eindruck, als ob man es mit einem compacteren Sandsteingebirge zu thun hätte, doch erweist sich bei näherer Betrachtung doch meistens das Vorherrschen der schieferigen Gebilde.

Es gibt überhaupt in diesem Niveau keine scharfe Grenze zwischen den massigeren, selbstständig entwickelten Sandsteinpartien und den untergeordneter auftretenden.

Das Fallen bleibt durchgehends südöstlich.

Beim Bahneinschnitte zwischen den Stationen Bilnitz und Vlarapass erreicht man mit einem Male Sandsteine von ganz abweichendem Typus. Sie sind mittelkörnig, compact, glimmerig, im inneren, frischen Kerne blaugrau, äusserlich grünlich braun, kurz, vollkommen genau den Wiener Sandsteinen der Gegend von Sievering etc. gleich. Stücke aus der Gegend von Wien, die ich mit den hier gesammelten zusammenlegte, liessen mich gar keinen petrographischen Unterschied erkennen; nur die bei Wien so verbreiteten Einlagerungen schwarzer Schieferthone fand ich hier nicht.

Die Lagerung dieser Sandsteine ist eine ausserordentlich gestörte, steil nordwestliches Fallen scheint vorzuherrschen. Jedenfalls müssen diese Sandsteine von den bisher besprochenen alttertiären Sandsteinen getrennt werden.

Auch die Sandsteine, die man weiter südwärts beim Vlarapasse antrifft, haben gar keine Aehnlichkeit mit den erwähnten Alttertiärsandsteinen. Sie sind meistens bräunlich oder röthlichgrau gefärbt, glimmerig, zuweilen Hieroglyphen führend, und überall mit meist geradlinigen weissen Kalkspathadern durchzogen. Sie enthalten stellenweise Einlagerungen kalkiger Mergel.

Ich will hier gleich hinzufügen, dass diese Sandsteine, ihren sehr charakteristischen petrographischen Habitus durchaus beibehaltend, südwestwärts über den Hrosinkauer und Stranypass fortsetzen, wo wir sie bei Besprechung dieser Gegenden, das Gebirge an der Landesgrenze zusammensetzend, wiederfinden werden. Ich habe diese Sandsteine unter der Bezeichnung „Sandsteine des Grenzgebirges" auf der Karte ausgeschieden.

Etwas südöstlich vom Vlarapass (auf ungarischer Seite) ragt an der rechten Thalseite eine Jurakalkklippe aus diesen Sandsteinen hervor. Das Fallen des Sandsteins ist am Nordrande der Klippe, von derselben ab, nördlich, sonst überall südlich und südöstlich.

Wir haben hier die Region der die Juraklippen der südlichen Klippenzone umhüllenden Sandsteingebilde erreicht; die Grenze gegen das Gebiet der alttertiären Sandsteine und Schiefer ist hier durch den erwähnten, dem Wiener Sandstein ähnlichen Sandstein bezeichnet, und es ist bemerkenswerth, dass die Alttertiärgebilde längs dieser Grenze durchgehends südöstlich, also gegen die Sandsteine der Klippenhülle einfallen. Die letzteren liegen aber deshalb doch nicht, wie es beim ersten Anblicke scheinen könnte, im Hangenden der ersteren, indem durch die erwähnte Grenzlinie zweifellos eine Bruchlinie bezeichnet ist.

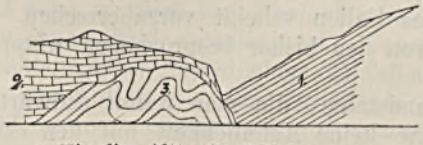
Hiervon kann man sich namentlich deutlich nordöstlich vom Vlarapasse, im Bělavodathale, nordwestlich von Puchow (in Ungarn), überzeugen.

Man trifft in diesem Thale die in Rede stehende Grenzlinie bei Mesztecsko.

Es mündet hier (von Südwesten) das kleine Klecsenskythal ein. Nördlich von der Einmündung dieses Thälchens sieht man typische, kieselige Alttertiärschiefer, welche ganz jenen gleichen, die wir im Durchschnitte des Končitagebirges sahen, und in der Streichungsfortsetzung der Schieferpartien von Bilnitz liegen. Sie fallen südöstlich, und stossen in dieser Fallrichtung direct an eine Klippe von lichtem Kalk (wahrscheinlich Stramberger Kalk) an, welche mit stark gewundenen Schichten unmittelbar südlich neben der Einmündung ansteht. Ueber der Klippe liegen weissliche Mergel (wohl Puchower Mergel), in denen ich etwas weiter aufwärts, im Klecsenskythale, ein Ammonitenfragment auffand (s. Fig. 6).

Fig. 6.

Klecsenskythal.



1. Kieselige Alttertiär-Schiefer.
2. Weisse Mergel (Puchower Mergel).
3. Lichter Jurakalk.

Da nun dieser Klippenkalk und die Puchower Mergel sicher nicht jünger sind als die kieseligen Schiefer, die doch scheinbar gegen sie

einschiessen, so ist damit die Existenz der Bruchlinie wohl erwiesen. Unsere braunen weissgeaderten Sandsteine des Vlara-, Hrosinkauer und Stranypasses liegen genau in der Streichungsfortsetzung dieser Puchower Mergel von Mesztecsko und stehen in demselben Verhältnisse zum Alttertiär, welches an denselben abstösst, sowie zu den Juraklippen, an welche sie sich unmittelbar anlagern.

Ob deshalb in diesen Sandsteinen das sandige Aequivalent der Puchower Mergel, oder vielleicht ältere Kreide zu suchen ist, will ich vorläufig nicht erörtern; soviel kann aber wohl behauptet werden, dass diese Sandsteine wahrscheinlicher cretacisch, als alttertiär sind, und dass daher ihre Trennung von den sicher alttertiären Sandsteinen gerechtfertigt erscheint.

Die vorstehenden Abschnitte haben uns einen Ueberblick über die Zusammensetzung des östlichen Theiles unseres Gebietes, von der Nordgrenze desselben (dem Radhostgebirge) bis an die Klippenzone zu geben versucht.

In den folgenden Abschnitten werde ich nun den westlichen Theil des Gebietes kurz besprechen.

5. Das Držewnicathal.

Das Držewnicathal ist ein Längenthal, und bietet daher wenig Abwechslung. Es ist in der südwestlichen Fortsetzung jener Zone von oberen Hieroglyphenschichten eingeschnitten, die wir bei Wsetin kennen lernten, und die nördlich vom Magurasandsteine des Visokazuges überlagert wird. Einen besonders instructiven Aufschluss der oberen Hieroglyphenschichten, der geradezu als Typus für die Entwicklungsform dieser Abtheilung im mährischen Grenzgebirge dienen kann, beobachtet man südöstlich bei Wisowitz. Es befindet sich hier, gleich nach den letzten Häusern der Stadt, nördlich von der nach Lhotsko und weiterhin nach Lužna führenden Strasse, ein Steinbruch, der die Schichtenköpfe nördlich fallender Schichten blosslegt. Man sieht in Distanzen von 5—6 Meter grobe, lichte Sandsteine, deren einzelne Lagen bis zu 5 Meter Mächtigkeit erreichen, mit blättrigen Schiefern wechseln. In den Schiefern sind in Distanzen von circa 1 Meter dünne Lagen von schaligen, Hieroglyphen führenden, kalkigen Sandsteinbänken regelmässig eingelagert (s. Fig. 7).

Der Aufschluss zeigt ganz dieselben Verhältnisse, nur noch viel deutlicher, als derjenige, den wir im vorigen Abschnitte aus der Gegend des Lissapasses kennen lernten.

Von Wisowitz das Držewnicathal abwärts, ist nicht mehr viel Instructives zu beobachten. Bei Zelechowitz beginnen sich Lössablagerungen einzustellen, die nun, an der linken Seite mehr das niedere Gehänge verkleidend, rechts mehr an die Höhen hinansteigend, das Thal begleiten.

An der rechten Thalseite, nördlich von Zlin, kommen in tiefen Einrissen unter der Lössdecke vielfach die Schiefer hervor; sie fallen überall constant nordwestlich, unter den Magurasandstein des Mlatzower Waldes, der, wie bereits erwähnt, in der Fortsetzung des Visokazuges liegt.

Dieser Magurasandstein reicht in einigen aus dem Lössgebiete inselartig herausragenden Bergen bis an das Marchthal zwischen Otro-

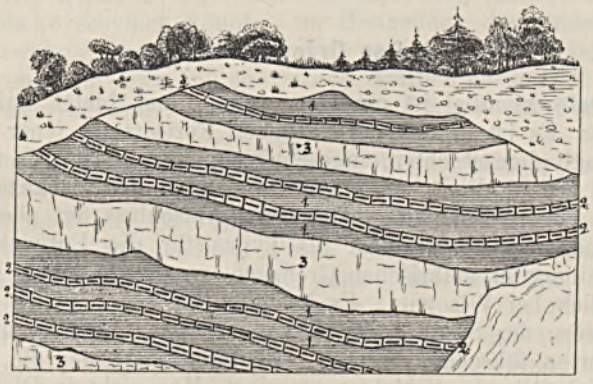
kowitz und Tlumatschau und setzt jenseits der March im Marsgebirge fort.

Die Sandsteine dagegen, die südlich von der Einmündung der Držewnica in die March, bei Napajedl unter dem das Ostgehänge des Marchthales bedeckenden Löss stellenweise hervortreten, sind keine Magurasandsteine, sondern gehören den oberen Hieroglyphenschichten an.

Unter dem Calvarienberge zu Napajedl ist es grober Sandstein, der allerdings dem Magurasandstein einigermassen ähnlich ist, sonst aber sind es vorwiegend Schiefer mit hieroglyphenreichen Kalksandsteinbänken. Dieselben setzen auch bei Napajedl auf das rechte Marchufer über und bilden hier den Makovberg, der nicht in der Streichungslinie des eigentlichen, die Fortsetzung des Matzower Waldgebirges repräsentirenden Marsgebirges liegt.

Dieselben oberen Hieroglyphenschichten setzen, nur von Löss vielfach bedeckt, in grosser Einförmigkeit das ganze ausgedehnte Gebiet

Fig. 7.



1. Schiefer.
2. Kalkiger Hieroglyphensandstein.
3. Quarzsandstein.

zwischen der March im Westen, dem Držewnicathale von Zlin abwärts im Norden und dem Olšawathale von Brod abwärts im Süden, zusammen; erst weiter ostwärts entwickeln sich aus den geringmächtigen Sandsteinbänken dieses Gebietes die Sandsteinmassen der Teufelsteine und der Luhatschowitzer Berge.

6. Das Olšawathal und die Gegend von Luhatschowitz.

Nahe nördlich von der Mündung dieses Thales, bei Marzatitz (östlich von Ung.-Hradisch) befinden sich jene Aufschlüsse, in denen Stur den Zusammenhang der porösen Sandsteine mit den Mergelschiefern zuerst beobachtete, wie schon oben bei Besprechung des Makittagebirges erwähnt wurde. Die Schichten fallen hier nach Nordwest.

Das Olšawathal aufwärts bis Ung.-Brod bietet sehr wenig Interesse; die Gehänge sind meist mit Löss bedeckt, unter dem aber in

allen Schluchten und Einrissen die Schiefer und Sandsteine hervorkommen. In der Schlucht von Lhotka (an der nördlichen Thalseite) fallen die Schichten nördlich, in dem südlichen Seitenthale von Weletein aber südöstlich.

In der Stadt Ung.-Brod wurde in den Jahren 1886 und 1887 zum Zwecke der Trinkwasserbeschaffung ein Bohrloch auf 250 Meter abgeteuft. Dasselbe durchfuhr meist harte Thonmergel mit Quarzsandsteinlagen, in den tieferen Lagen Schiefer und Letten, ergab kein Trinkwasser, aber sehr auffälligen Auftrieb von Kohlenwasserstoffgasen. Herr Prof. Ržehak, dem die betreffenden Bohrproben zur Untersuchung vorlagen, bemerkt darüber (Geologische Ergebnisse einiger in Mähren durchgeführten Brunnenbohrungen. Mittheil. d. k. k. mähr.-schles. Ges. f. Ackerbau, Natur- und Landeskunde 1889): „Was das geologische Alter der durchteuften Ablagerungen anbelangt, so kann man nach der petrographischen Beschaffenheit der Proben schliessen, dass hier paläogene oder cretacische Gesteine des Karpathensystems vorliegen. Einige Proben, die sich schlemmen liessen, enthielten keine Spur von Organismen. Eine (unvollständige) Liste der durchbohrten Gesteine, welche der kleinen Probesammlung beigegeben war, erwähnt aus 25 Meter Tiefe ein „Zahnstück eines jungen Rindes", aus 35 Meter Tiefe einen „Backenzahn eines alten Rindes", welche Fossilien angeblich von Prof. M. Neumayr untersucht wurden, der daraus den Schluss zog, das Bohrloch von Ung.-Brod befinde sich „auf einer doppelten Diluvialterrasse". Die Bohrproben aus den genannten Tiefen zeigen jedoch harten blaugrauen Thonmergel, der keinesfalls diluvial ist, wie denn überhaupt die Gesammtmächtigkeit des Diluviums in Mähren nirgends 25 oder gar 35 Meter erreicht. Es unterliegt daher keinem Zweifel, dass die erwähnten Fossilreste wohl aus der Diluvialdecke stammen, jedoch durch Zufall in die Tiefe des Bohrlochs geriethen."

Ich meinerseits kann in den hier durchteuften Thonmergeln mit Sandsteinbänken wohl nichts Anderes als die in der ganzen Gegend herrschenden alttertiären oberen Hieroglyphenschichten erkennen. Das Auftreten der Kohlenwasserstoffe spricht ebenfalls nicht gegen diese Ansicht, indem ja, wie bekannt, auch ein grosser Theil der galizischen Erdölvorkommnisse diesem selben Niveau angehört.

Bei Nezdenitz betritt man thalaufwärts vorschreitend das Gebiet der schon seit längerer Zeit bekannten Eruptivgebilde, die aber durchgehends auf die südliche Thalseite beschränkt sind. Wir werden in einem der folgenden Abschnitte näher auf dieselben zurückkommen.

Bei Pitin stehen an der Eisenbahn mit südöstlichem Fallen Sandsteine mit Schieferbänken an. Aus ihnen entwickelt sich in ihrer nordöstlichen Streichungsfortsetzung das oben besprochene Končitagebirge. Noch höher hinauf werden die Aufschlüsse sehr schlecht, so dass ich über die nähere Deutung der Sandsteine des Nakončichgebirges, an dem die Olšawa entspringt, nur soviel bemerken kann, dass sie nicht im Streichen der von mir sogenannten eigentlichen „Sandsteine des Grenzgebirges" liegen, und noch zum Alttertiär, wahrscheinlich sogar zu den höheren Partien desselben, gehören mögen.

Verlassen wir bei Aujezd das Olšawathal und verfolgen das hier einmündende Thal aufwärts, so gelangen wir nach dem bekannten Curorte Luhatschowitz.

Wir haben im vorhergehenden Abschnitte bei Wisowitz, sowie auch sonst an mehreren Stellen gesehen, wie den Schiefern der oberen Hieroglyphenschichten ausser den stets mit ihnen vergesellschafteten dünnen Bänken von schaligen Hieroglyphensandsteinen auch stellenweise mächtigere Lagen von gröberem Quarzsandstein eingeschaltet sind. Dieses Verhältniss bemerkt man auch im Dorfe Luhatschowitz an der westlichen Thalseite, nächst der Mühle an den quer über den Weg streichenden Schichtenköpfen.

Beim Curorte selbst sind die erwähnten Quarzsandsteinlager zu einem selbstständigen kleinen Sandsteingebirge angeschwollen. Es bestehen hier an der östlichen Thalseite die grosse Kamena, die Obětowa und die Kamenična, an der Spaltung des Thales der Siebenlindenberg, an der westlichen Theilseite der Ostabhang der kleinen Kamena aus diesem Sandsteine. Die Verbreitung desselben an der Oberfläche zeigt die Form einer von Nordost nach Südwest gestreckten, jederseits zugespitzten Ellipse, deren Länge etwa 5·6 Kilometer, deren Breite an der breitesten Stelle circa 1·5 Kilometer beträgt. Die Längenachse derselben fällt mit dem allgemeinen Gebirgs- und Schichtenstreichen zusammen. Nordöstlich im Streichen findet sich eine ähnliche, nur viel kleinere Sandsteinlinse am Hrabinaberge südlich von Loučka.

Diese Luhatschowitzer Sandsteine sind meistens ziemlich feinkörnig, vorwiegend licht, stellenweise gelblichweiss gefärbt. Einzelne grössere Quarzkörner sind überall in der feinen Grundmasse vertheilt, und nehmen stellenweise, z. B. im Steinbruche an der nördlichen Thalseite zwischen dem Dorf und dem Curorte, so überhand, dass conglomeratartige Lagen entstehen. Das Bindemittel der Sandsteine ist rein quarzig. Durch zahlreiche kleine linsenförmige Hohlräume, die wie von Nummuliten herrührend aussehen, wird das Gestein vielfach porös. Da jedoch wirkliche Nummuliten niemals gefunden wurden, so bleibt der organische Ursprung dieser Hohlräume doch ziemlich fraglich. Die petrographische Uebereinstimmung mit den Sandsteinen des Makitta- und Končitagebirges ist eine sehr auffallende, wenn auch in den genannten grösseren Gebirgszügen auch vielfach andere Sandsteinvarietäten zum Typus der porösen Sandsteine hinzutreten.

Das Fallen der Luhatschowitzer Sandsteine ist südöstlich; an einer einzigen Stelle, im Steinbruch nördlich vom Curorte, sieht man sehr steiles nordwestliches Fallen, welches jedoch dem Streichen nach nach keiner Seite anhält und wohl nur eine ganz locale Ueberkippung bezeichnen dürfte.

Der Luhatschowitzer Sandstein wird im Norden (bei Unter-Lhota und Poslowitz) von südöstlich fallenden Mergelschiefern mit Hieroglyphensandsteinen unterteuft, im Süden von ganz ebensolchen Gesteinen überlagert. Er ist eben nur eine grosse Linse innerhalb dieser letzteren. Eigentliche Schieferlager enthält der Luhatschowitzer Sandstein nicht, ebensowenig Hieroglyphen führende Lagen. Dagegen sind ihm Lager eines gelblichen Thones untergeordnet, den man „Salzthon" zu nennen pflegt und der zu dem Auftreten der Mineralquellen in einer gewissen Beziehung zu stehen scheint.

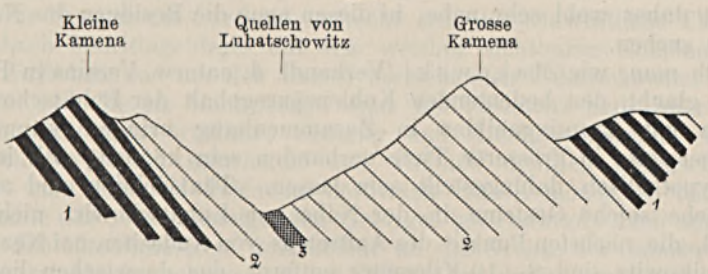
Es sind zwei solche Thonlagen bekannt geworden. Die eine derselben scheint ziemlich nahe an der oberen Grenze der Sandsteine

gegen die Schiefer zu liegen; der Thon zeigt sich in dem Thälchen, welches gleich bei den ersten Häusern des Curortes östlich abzweigt, allerdings nirgends mit deutlich aufgeschlossenen Schichten, so dass es sogar fraglich bleibt, ob der Thon hier auf ursprünglicher Lagerstätte, oder vom nördlichen Gehänge abgerutscht ist. In unmittelbarer Nähe dieses Thonvorkommens entspringt die Louisenquelle (Aloyška).

Eine zweite tiefere Thonschichte beobachtet man an der westlichen Thalseite am Ostabhang der kleinen Kamena, ihr Ausgehendes setzt dann nordöstlich unter der Thalsohle fort; ob ein (wie Makowsky angibt) auf dem Plateau der grossen Kamena durch das Auftreten charakteristischer Halophyten sich verrathender Salzthon mit dieser Schichte zusammenhängt, ist nicht sicher.

Wo nun das Thal diese Thonschichte schneidet, kommen die Mineralquellen hervor, wobei selbstverständlich das Infiltrationswasser des Baches vielfach verdünnend auf diejenigen einwirkt, die unmittelbar im Alluvium gelegen sind. Dies ist z. B. der Fall bei der sogenannten Apothekerquelle, während die Johann-, Vincenz- und Amand-Quelle schon etwas am östlichen Gehänge gelegen sind (s. Fig. 8).

Fig. 8.



1. Schiefer und Kalksandstein.
2. Poröser Quarzsandstein.
3. Thon.

Die Salzthonschichte scheint mir nun in zweifacher Beziehung zu den Quellen zu stehen. Einmal bedingt sie als nicht wasserlässige Schichte an denjenigen Stellen, wo der Thaleinriss die Grenze zwischen Sandstein und Thon schneidet, überhaupt die Quellbildung, und zweitens dürfte — meiner Ansicht nach — auch der Mineralgehalt der Quellen vorwiegend aus einer Auslaugung dieser jedenfalls salzhältigen Thone stammen. Dass die Analyse von Proben dieser Thone, sowie die von Sandsteinproben die in den Quellen enthaltenen Bestandtheile nicht ergab, kann streng genommen gegen diese Anschauung nicht sprechen, denn die Proben konnten ja doch nur von der Oberfläche nahegelegenen, jahrtausendelange Auslaugung durch die Atmosphärilien unterworfenen Partien genommen sein und daher keinen richtigen Massstab für den wirklichen Gehalt des Gesteins in seiner Gesammtheit geben.

C. v. John und H. B. v. Foullon sagen über den Ursprung der Luhatschowitzer Quellen (Chemische Untersuchung von vier Trinkquellen von Luhatschowitz. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1890, 2. Heft): „Es erscheint uns am wahrscheinlichsten, dass unter dem Luhatschowitzer

Sandstein oder in ihm Lager eingeschaltet sind, welche nach der Verdunstung solcher Wässer zurückblieben, wie wir sie ähnlich heute in Natronseen finden, und dass nach den Temperaturen, mit welchen die Quellen auftreten, diese Lager nicht sehr tief liegen können."

Ich theile diese Ansicht insoferne, als auch mir der Ursprung des Mineralgehaltes dieser Quellen aus Residuen eines einstigen Salz- oder Natronsees sehr wahrscheinlich scheint; allein unter dem Luhatschowitzer Sandsteine können die, diese Residua enthaltenden Lager wohl nicht gesucht werden. Das Liegende dieser Sandsteine ist genau bekannt; es sind die bei Unter-Lhotta, am Siebenlindenberge und an der Höhe der kleinen Kamena die Sandsteine unmittelbar unterteufenden oberen Hieroglyphenschichten. Wären also die Salz-führenden Lagen unter dem Luhatschowitzer Sandsteine, so müssten sie hier in diesen Liegendschichten gesucht werden. Es finden sich aber nicht nur hier keine Spuren solcher Gebilde, sondern im Gegentheile schliesst das Verbreitungsgebiet der oberen Hieroglyphenschichten die Salzquellen erfahrungsgemäss vollständig aus. Diese sind nur auf die Region des Sandsteins beschränkt und müssen daher nicht unter, sondern in ihm ihren Mineralgehalt sammeln. Innerhalb dieser Sandsteinregion sind aber die erwähnten Thone die einzigen heteropischen Einschaltungen, und es liegt daher wohl sehr nahe, in diesen auch die Residuen des Natronsees zu suchen.

Ob man, wie Makowski (Verhandl. d. naturw. Vereins in Brünn. XXV.) glaubt, den bedeutenden Kohlensäuregehalt der Luhatschowitzer Quellen mit Eruptivgebilden in Zusammenhang bringen kann, die möglicherweise in grösserer Tiefe vorhanden sein können, will ich als rein hypothetisch dahingestellt sein lassen. Thatsächlich sind an der Oberfläche solche Gesteine in der Nähe von Luhatschowitz nicht anstehend, die nächsten Punkte des Auftretens von Andesiten bei Nezdenitz und Boikowitz sind 8—10 Kilometer entfernt, das dazwischen liegende Gebirge zeigt keine namhafteren Bruchlinien oder Spalten, überhaupt in keiner Beziehung andere Verhältnisse, als sie sonst in diesem grossen Gebiete alttertiärer Karpathensandsteine herrschend sind. Ein unterirdisches Herübergreifen des erwähnten Andesit-Eruptionsgebietes bis nach Luhatschowitz bleibt daher vorläufig eine individuelle Annahme, die sich ebensowenig erweisen als widerlegen lässt.

Die Luhatschowitzer Mineralwässer sind übrigens in der oben citirten Arbeit von John und Foullon so eingehend behandelt, dass ich über diesen Gegenstand unter Hinweis auf die erwähnte Publication hinweggehen kann.

Zu den positiv beobachtbaren geologischen Verhältnissen der Gegend von Luhatschowitz zurückkehrend, kann ich mit Befriedigung constatiren, dass die von Makowski in seiner oben citirten Publication über dieselben gegebenen Daten im Wesentlichen mit meinen Beobachtungen übereinstimmen.

Auch Makowski constatirte das seinerzeit schon von Stur erwähnte Beschränktsein der Mineralquellen auf das Verbreitungsgebiet der Luhatschowitzer Sandsteine, betonte ebenfalls schon die Identität der im Hangenden der Luhatschowitzer Sandsteine liegenden Schieferpartien mit den im Liegenden auftretenden, und bezeichnete deshalb

denselben als „mächtige Zwischenlage“. Auch in Bezug auf das Vorkommen der Salzthone und deren Verhältniss zu den Quellen gelangte Makowski zu ähnlichen Anschauungen wie ich.

Leider scheint aber Herr Prof. Makowski der neueren Literatur über die galizische Karpathensandsteinzone nicht gefolgt zu sein, sonst könnte es nicht vorkommen, dass Schichten, in denen ein ganz richtig in das Alttertiär gestellter Sandstein als Zwischenlage auftritt, mit den Ropiankaschichten verglichen werden und dass überhaupt von „Magurasandstein, der die Ropiankaschichten zu begleiten pflegt“, gesprochen wird. Dass wir als Magurasandstein die höheren Sandsteinmassen des Alttertiärs bezeichnen; dass in den Ropiankaschichten Ammoniten und Inoceramen gefunden wurden; dass sich eine lange, die meisten unserer Karpathengeologen beschäftigende Controverse entspann, ob die Ropiankaschichten untere oder obere Kreide seien, dass aber ihr cretacisches Alter überhaupt heute zweifellos feststeht — das sollte doch jedem Karpathengeologen bekannt sein und man sollte daher doch heute nicht mehr Magurasandstein und Ropiankaschichten als etwas Zusammengehöriges betrachten.

Nach dieser, wie mir schien, im Interesse der Sache nöthigen Richtigstellung wollen wir nun die etwas entferntere Umgebung von Luhatschowitz betrachten.

Im Norden des Curortes erstreckt sich der südwestliche Theil des Teufelstein-Makittagebirges mit dem weithin sichtbaren Komonecberge.

Zwischen den um den Curort herrschenden Luhatschowitzer Sandsteinen und diesem Gebirgszuge sind bei Poslowitz und Unter-Lhota, wie bereits oben erwähnt, Schiefer und Hieroglyphensandsteine mit südöstlichem Fallen entwickelt und vielfach deutlich aufgeschlossen. Nähert man sich von Poslowitz nordwärts dem Komonec, so trifft man am Rande des höher ansteigenden Gebirges bei Podhrady auch auf einige kleine Schichtenfaltungen, unmittelbar an der Grenze der Sandsteine des Teufelstein-Makittagebirges ist das Fallen aber wieder regulär südöstlich.

Im Thale zwischen Ludkowitz und Prowodow erreicht man diese Grenze (von Süden herkommend) bei der Pradliskomühle und durchschneidet dann thalaufwärts das Sandsteingebirge. Der Sandstein gleicht im Allgemeinen dem Luhatschowitzer, es kommen auch genau dieselben charakteristischen porösen Varietäten vor, nur dass sich auch stellenweise etwas abweichende Varietäten einschalten. So beobachtete ich hier auch rothen und an einer anderen Stelle gelblichen, gestreiften Sandstein, wie er in Luhatschowitz nicht vorkommt. Einzelne bis haselnussgrosse Quarzgeschiebe nehmen zuweilen überhand und bilden conglomeratartige Lagen. Es wiederholt sich hier überhaupt genau dasselbe Bild, welches uns der Durchschnitt im nordöstlichen Theile dieses Gebirgszuges, zwischen Lužna und Lidečko, bot. Auch die auffallenden Felsbildungen aus grobem, conglomeratartigem Sandstein, die wir dort in den Teufelsmauern bei Lidečko und dem Hradiskofelsen bei Pulčin kennen lernten, sehen wir hier in dem Teufelsfelsen (an der westlichen Thalseite, südlich von Prowodow) vertreten, nur dass die ersteren am Südrande des Gebirgszuges auftreten, während der letztere am Nordrande liegt.

Beim Orte Pradlisko, an der östlichen Thalseite, entspringen aus dem Sandstein, kaum 4 Meter von einander entfernt, zwei Quellen, von

denen die südliche stark schwefelwasserstoffhältiges Wasser, die nördliche dagegen reines Süsswasser enthält.

Nordwärts vorschreitend, erreicht man bei Prowodow wieder das Gebiet der Schiefer, welche genau wie in ihrer, in den früheren Abschnitten besprochenen nordöstlichen Streichungsfortsetzung (südlich von Wisowitz etc.) südöstlich, unter die Sandsteine, einfallen.

Südwestlich kann man die Sandsteine dieses Zuges in merklicher orographischer Ausprägung noch bis an die Kamena (nördlich von Aujezd Hržiwny) verfolgen; dann aber verschwinden sie allmälig und in der Gegend von Gross Oržechau und Dubrav erscheinen die Gesteine des Liegendzuges von Prowodow mit den Hangendgesteinen von Poslowitz, Louczka etc. bereits zu einem homogenen, nicht weiter trennbaren Complexe von Schiefern und Sandsteinen verschmolzen.

Von der südlichen Umgebung des Curortes ist nicht viel zu bemerken; es herrschen hier von der oben angegebenen Südostgrenze des Luhatschowitzer Sandsteins bis in das Olšawa-Thal durchaus die oberen Hieroglyphenschichten in ihrer oft erwähnten petrographischen Entwicklung. Bemerkenswerth sind die zahlreichen Rutschungen, die man namentlich im Thale zwischen Aujezd und Polichno beobachten kann.

Der ganz unregelmässige nördliche Schichtenfall, den eine kleine Gesteinspartie an der Strasse zwischen Dorf und Salzbad Luhatschowitz zeigt, beruht ebenfalls nur auf einer solchen oberflächlichen Dislocation.

Ganz ähnliche Rutschungen zeigen übrigens auch stellenweise die Schieferterrains nördlich vom Curorte.

Den Besuchern des Curortes pflegt zuweilen ein hier als Strassenbeschotterungsmaterial in Verwendung stehendes schönes, plutonisches Gestein, welches in grauer Grundmasse glänzende, schwarze Hornblendekrystalle zeigt, aufzufallen. Dasselbe stammt nicht aus der unmittelbaren Umgebung, sondern aus dem Andesit-Eruptionsgebiete der Gegend südöstlich von Ungar.-Brod, das wir nun im nächsten Abschnitte kurz betrachten wollen.

7. Die Gegend zwischen Ungar.-Brod und dem Hrosenkauer Pass; die Andesitgebiete von Nezdenitz und Banow.

Verfolgen wir von der Stadt Ungar.-Brod gegen Südost die alte Poststrasse an den Hrosenkauer Pass, so gelangen wir nach Durchschneidung des hier ziemlich breiten Lössgebietes des Olšawathales an Hieroglyphen führende kalkige Sandsteine und unmittelbar vor dem Orte Banow in das Gebiet der Eruptivgesteine.

Die Eruptivgebilde dieser Gegend sind schon seit langer Zeit durch Boné und Marchison bekannt. Später wurden sie durch v. Hauer und D. Stur besucht und die gewonnenen Daten von dem Letztgenannten, mit Mitbenützung der v. Hauer'schen Aufzeichnungen, publicirt (l. c. pag. 42—45).

Ausserdem machte J. Schmidt (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1858) über ein kraterähnliches Vorkommen bei Ordějow eine Mittheilung und Tschermak, Neminar und Klvaňa behandelten die petrographischen Verhältnisse dieser Gebilde. Der Arbeit des Letztgenannten

(Progr. d. Gymn. zu Ung.-Hradisch, 1884—1885) ist auch ein Kärtchen der in Rede stehenden Vorkommnisse beigegeben.

Da diese Eruptivgesteine nicht immer orographisch markirte Kuppen bilden, die Punkte ihres Vorkommens zuweilen nur aus den in der Ackerkrume auftretenden Andesitstückchen erkannt werden können, und da die Gegend ausserdem vielfach durch Wald und Feldbau gedeckt ist, so ist die genaue Constatirung und Einzeichnung aller einzelnen, oft sehr kleinen Vorkommnisse ziemlich schwierig, und es kann möglich sein, dass zwei Beobachter bei gleich sorgfältiger Begehung dieselben doch nicht vollkommen übereinstimmend einzeichnen. Während z. B. auf einem Brachfelde oder nach dem Schnitte auf einem Stoppelfelde die kleinen Andesitvorkommnisse sich meistens ziemlich deutlich verrathen, sind dieselben, wenn die Stellen gerade mit Getreide bewachsen sind, gar nicht sichtbar.

Nichtsdestoweniger kann ich mit Befriedigung constatiren, dass meine Einzeichnungen mit denen Klvaňa's ziemlich nahe übereinstimmen. Die citirte Arbeit des Genannten, die in czechischer Sprache erschienen ist, war mir vor meinen Aufnahmen unbekannt geblieben, wurde mir vom Verfasser später freundlichst mitgetheilt und lieferte eine dankenswerthe Bestätigung und Ergänzung meiner Einzeichnungen.

An der Brod-Hrosenkauer Strasse trifft man den ersten Andesit am Calvarienberge von Banow. Dieser Punkt wurde schon von Stur genau beschrieben. Der Genannte sagt (l. c. pag. 42): „Bei Banow, südöstlich von Ungar.-Brod, sind drei Punkte von Trachyt bekannt geworden, wovon der eine seiner Form wegen schon von weitem auffällt. Am Calvarienberge bei Banow bildet der Trachyt nämlich einen beiläufig 6 Klafter hohen, nach Norden steil, gegen Süden etwas flacher abfallenden Kegel, der durch 3 Kreuze geziert wird. Der Trachyt des westlichen Abhanges ist kugelig abgesondert, zum Theil braun, häufiger grau mit dünnen, kaum $^1/_2$ Zoll langen, häufigen Hornblendekrystallen, mit wenigem Feldspath und mit oft in der ganzen Masse eingeschlossenen und veränderten Stücken der ringsum anstehenden Mergel. Im nordwestlichen Theile des Trachytkegels ist der Trachyt mehr erdig und in den Rissen und Klüften desselben ist überall ockeriger Magneteisenstein ausgeschieden. Ganz auf der Höhe des Kegels wurde ein grösseres Stück von Mergel im Trachyte eingeschlossen beobachtet, welches in eine jaspisartige graue Masse umgewandelt ist. Aehnlich veränderte Gesteine finden sich auch am nordwestlichen Abhange des Kegels."

Die anderen beiden, hier erwähnten Vorkommnisse sind südwestlich vom Calvarienberge durch zwei, mit dem letzteren in einer geraden Linie liegende kleinere Kuppen markirt.

Auf der Strasse vorschreitend, schneidet man an der Skalkahöhe zwischen Banow und Bistritz eine zweite, grössere Andesitpartie. Während die drei Punkte nördlich von Banow für sich eine kleine Eruptionslinie bezeichnen, gehört das jetzt in Rede stehende Vorkommen einer längeren Zone von Einzelvorkommnissen an, die in südwest-nordöstlicher (ungefähr mit dem allgemeinen Gebirgs- und Schichtenstreichen der Gegend paralleler) Richtung in einer Längenerstreckung von etwa 12 Kilometer zu verfolgen ist — wobei allerdings

alle einzelnen Vorkommnisse nicht mit mathematischer Genauigkeit in einer geraden Linie liegen, auch durch verschiedene Grösse, sowie durch Spaltung und Verzweigung einzelner die, im Allgemeinen ganz evidente Regularität im Detail stellenweise gestört erscheint.

Die südwestlichsten Punkte dieser Linie sind einige kleine Vorkommnisse südlich vom Meierhofe Wallenau (südwestlich von Niwnitz). Dann folgt nach einer längeren Unterbrechung ein Andesitvorkommen an der Südseite des Thales von Suchalosa, nahe dem Orte und dem dortigen Sauerbrunnen. Dieses setzt sich nordöstlich in einer längeren Hügelkette fort, eben derjenigen, welche die Strasse zwischen Banow und Bistržitz scheidet. Der Andesitzug verzweigt sich nordöstlich von der Strasse mehrfach, hat südlich einen kurzen Parallelzug von einigen kleinen Kuppen neben sich, und vereinigt sich in der Nähe der sogenannten Einsiedelei mit einem kürzeren zweiten Zuge, der aber senkrecht auf den Hauptzug, von Nordwest nach Südost streicht, und nordwestlich von Bistržitz endigt.

Es folgen dann weiter nordöstlich eine Reihe isolirter, in den Feldern und im Walde zerstreuter Vorkommnisse, und dann, in derselben Linie, am Berge Stary Swětlau wieder eine südwest—nordöstlich gestreckte, nicht sowohl durch ihre Ausdehnung, als durch den orographisch dominirenden Punkt, den sie bezeichnet, auffallende Partie. Ueber diesen Punkt bemerkt Stur: „In der Umgebung des Stary Swietlau und zwischen diesem und dem nächst südlich liegenden Kegel sind die Sandsteine mehr oder weniger stark umgewandelt, krystallinisch, stellenweise porös, und in ihrer Masse findet man kleine punktförmige Ausscheidungen eines dunkelgrünen Minerals. Der Trachyt auf der Spitze des Stary Swietlau ist röthlichbraun."

Ich citire diese Angabe, da sie mit meinen eigenen Beobachtungen übereinstimmt. Auch ich sah die Sandsteine und Mergel an der Grenze des Eruptivgesteines stellenweise auffallend gefrittet, während sie aber wieder an anderen Stellen ganz unverändert bis an den Andesit heranreichen.

Nordöstlich vom Stary Swětlau finden sich zu beiden Seiten des Koměnskathales, sowie an der Kammhöhe zwischen dem letztgenannten Thale und dem Olšawathale einige kleinere, leicht zu übersehende Vorkommnisse. Das nordöstliche Ende des ganzen Zuges bezeichnet endlich der Andesitberg, auf dem das Schloss Neu-Swětlau steht, und eine kleine Partie zwischen dem Koměnskybache und dem, von Boikowitz nach der Ričkymühle führenden Wege.

Der bisher besprochene Zug wird von einem zweiten gekreuzt, dessen Einzelvorkommnisse in einer, auf die des ersten ungefähr senkrecht stehenden Richtung (Nordwest—Südost) angeordnet sind.

Dieser Zug beginnt bei Nezdenitz im Olšawathale. Die nordwestlichsten Spuren sieht man — aber wohl nur bei niedrigerem Wasserstande — im Flussbette westlich von der Brücke von Nezdenitz. Einen sehr lehrreichen Aufschluss aber kann man unmittelbar südlich bei den letzten Häusern des Ortes, in dem tiefen Wasserrisse, der sich östlich neben dem von Nezdenitz nach Nowy dwor führenden Wege hinzieht, beobachten.

Von der Mündung in dieser Schlucht südwärts hinansteigend hat man zuerst kalkige, schalige, Hieroglyphen-führende Sandsteine und

Schiefer, die kalkiger sind, als die sonst in den alttertiären Karpathensandsteinen dieser Gegend verbreiteten Hieroglyphenbänke, und überhaupt mehr an die cretacischen Inoceramenschichten Galiziens (Ropianka- und Ropaschichten) erinnern. Die Isopie cretacischer und alttertiärer Karpathensandsteine ist aber bekanntlich oft sehr gross — ich möchte daher hier nur auf das etwas fremdartige Ansehen dieser Schichten aufmerksam machen, ohne deshalb eine Ausscheidung derselben zu wagen. Ich füge hier gleich hinzu, dass denselben Typus auch noch die Sandsteine des Sirokeberges (südöstlich von Nezdenitz), sowie die im südwestlichen Streichen der Nezdenitzer Gesteine gelegenen Sandsteine zwischen Brod und Banow zeigen — also ein Zug von Sandsteinen, der das Andesit-Eruptionsgebiet im Nordwesten begleitet.

In der Nezdenitzer Schlucht fallen diese Hieroglyphenschichten zuerst südöstlich, dann nordwestlich.

Aufwärtsschreitend gelangt man an einen etwa 3—4 Meter mächtigen Andesitgang, der quer über die Schlucht streicht, und am Boden derselben eine kleine Stufe bildet.

Der Gang streicht ungefähr Nordwest-Südost und steht sehr steil, die Schieferschichten fallen am Nordwestrande von demselben ab. Südlich vom Gange stehen sehr stark gefrittete harte, scharfkantig zerbröckelnde Gesteine — offenbar umgewandelte Karpathensandsteine an, die ebenfalls nordwestlich, also gegen den Andesitgang einfallen. Einige Meter entfernter vom Andesite gehen dieselben in Gesteine über, die den zuerst in der Schlucht beobachteten gleichen, und auch noch nordwestlich fallen. Dann folgen aber mit südöstlichem Fallen blätterige Schiefer mit mürben Sandsteinbänken, welche ganz den Typus des allgemein verbreiteten Alttertiärs besitzen (s. Fig. 9).

Fig. 9.

Wasserriss südlich von Nezdenitz.

1. Hieroglyphenschichten.
2. Andesit.
3. Gefrittete Schichten.
4. Hieroglyphenschichten wie 1.
5. Schiefer mit Sandsteinlagen.

Die Beobachtungen in dieser Schlucht lehren, dass der Andesit nicht als Effusivdecke dem Schichtenbaue eingefügt ist, sondern als echte Intrusivmasse die Schichten gangförmig durchsetzt.

Der in der Schlucht beobachtete Gang setzt südöstlich von derselben fort, und bildet in der Nähe des Sauerbrunnens von Nezdenitz einige kleinere Kuppen, oder auch nur in den Feldern verborgene Partien.

Weiter zeigt der Sirokeberg (südlich von Nezdenitz, östlich von Nowy dwor) einen vielfachen Wechsel von Andesit und Sandstein. Stur sagt sehr treffend, diese Anhöhe sei „ganz durchdrungen von

Trachyt, und bald glaubt man abgeschlossene Partien von Trachyt in dem Wiener Sandstein, bald aber grosse Trümmer von Wiener Sandstein rings umgeben von Trachyt vor sich zu haben".

Mir machte das Vorkommen den Eindruck, als ob hier eine grosse Anzahl kleiner und unregelmässiger Spalten und Sprünge des Sandsteins mit Andesit ausgefüllt wären, während auf dem erwähnten Klvaňaschen Kärtchen die Andesite dieser Localität ziemlich regelmässig strahlenförmig, gegen Osten etwas convergirend, angeordnet erscheinen. Da die positive Beobachtung hier doch nichts Anderes ergibt, als alle 5—6 Schritte wechselnde Sandstein- oder Andesittrümmer, die ganz ohne tiefer greifenden Aufschluss den Boden der dortigen Hutweiden und Felder zusammensetzen, so bleibt dies individuelle Ansicht; übrigens sind selbst unsere grossen Aufnahmskarten (im Massstabe von 1:25.000) noch viel zu klein, um die hiesigen Vorkommnisse auch nur annähernd genau einzuzeichnen, und man kann in diesem Falle nur seine Ansicht über das Vorkommen auf der Karte schematisch zum Ausdruck bringen.

Weiter südostwärts setzt sich dann der Zug in einigen kleinen isolirten Punkten durch den Wald fort, und kreuzt den ersterwähnten (nordost—südwestlichen) Zug südwestlich vom Stary Swetlau. Ungefähr an der Kreuzungsstelle befindet sich ein ziemlich auffallender, dunkelgefärbter Andesitkegel (westlich von Komnia, südwestlich vom Stary Swetlau).

Dann folgen noch südwestlich von Komnia zwei kleinere und weiter südlich ein grösserer Kegel. An der Spitze des letzteren, der schon nahe nördlich von der Poststrasse, östlich von Bistržitz am südlichen Ende der Hrabowćina-Höhe gelegen ist, steht wieder ein stark gefritteter Sandstein und an seinen Abhängen ebenfalls mannigfach veränderter, zuweilen beinahe krystallinisch aussehender Sandstein an. Der Kegel besteht sonach zwar zum grossen Theile, aber nicht ganz aus Andesit.

Ausser den bisher besprochenen beiden sich kreuzenden Hauptzügen finden sich noch im Thale zwischen Suchalosa und Bistržitz, beim Meierhofe Ordějow, einige Andesitvorkommnisse, die mit keinem dieser beiden Züge zusammenhängen.

Es befindet sich nämlich (von Westen aus) zuerst (östlich von der Polanskymühle) ein längeres, nordsüdlich gestrecktes Vorkommen, welches auch mit seinem südlichen Ende auf das südliche Ufer hinüberreicht; dann folgt eine kleine Partie am linken Ufer; endlich erheben sich noch (östlich vom Meierhofe Ordějow) an der linken Thalseite zwei Andesitkuppen, deren südliche auch in einer kleinen Spur auf das rechte Ufer hinüberreicht. Weiter abwärts stehen dann bis Bistržitz nur mehr Sandsteine und Schiefer an.

Damit wären die wichtigeren Andesitvorkommnisse der Gegend zwischen Banow, Nezdenitz, Boikowitz und Komnia erwähnt.

Verfolgen wir nun die Brod—Hrosenkauer Strasse weiter südostwärts.

In Bistržitz stehen Schiefer und Sandsteine vom gewöhnlichen herrschenden Typus an. Oestlich von Bistržitz, an der Höhe, die sich vom Lukovberge hierher zieht, in der Umgebung des Neuhof-Meierhofes, herrschen mit sehr flacher südöstlicher Schichtenstellung grobe Quarz-

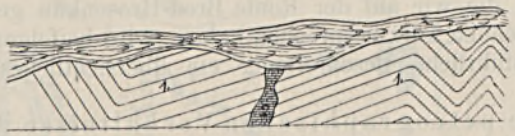
sandsteine, die im Hangenden der obigen Schiefer liegen und daher wohl echter Magurasandstein sein können.

Diese Sandsteine setzen die Wasserscheide zusammen und reichen bis nahe vor Alt-Hrosenkau, wo sie an ganz andere Bildungen unregelmässig abzustossen scheinen.

Nahe nordwestlich vom Orte Hrosenkau zieht sich westlich neben der Strasse ein Wasserriss hin.

Geht man in demselben aufwärts, so hat man zuerst hieroglyphenreiche, schalige, kalkige Sandsteine, Sandsteinschiefer und Mergel, die noch mehr, als die oben erwähnten bei Nezdenitz und Banow, den petrographischen Typus der cretacischen Inoceramenschichten Galiziens (der Ropianka- und Ropaschichten) zeigen. Sie fallen zuerst nordwestlich, dann südöstlich, und sind von einem kaum $^1/_2$ Meter mächtigen, nahezu senkrecht stehendem Gange eines sehr zersetzten mürben Andesites durchbrochen. Nördlich, jenseits des Ganges, setzen die Schichten der Hieroglyphengesteine ganz ungestört mit derselben flachen südöstlichen Fallrichtung fort, man kann sogar einzelne Bänke ganz gut zu beiden Seiten des Ganges verfolgen. Weiter nördlich folgen dann wieder einige Schichtenknickungen (s. Fig. 10).

Fig. 10.



Wasserriss nordwestlich von Hrosenkau.

1. Hieroglyphenschichten.
2. Andesit.

Es ist bemerkenswerth, dass der Andesit (nur in einem viel dünneren Gange) hier genau in derselben Weise auftritt, wie in der oben beschriebenen Schlucht südlich von Nezdenitz. Ein Unterschied findet nur insoferne statt, als dort auf einer Seite des Ganges die Schichten gefrittet sind, während hier keine Veränderung derselben bemerklich ist.

Nördlich von Hrosenkau sind, von Südwest gegen Nordost angeordnet, noch 4 Andesitkuppen zu beobachten. Die südlichste derselben reicht bis ziemlich nahe an das Thal herab. An ihrem Nordwestrande fallen die Karpathen-Sandsteinschichten südöstlich, gegen das Eruptivgestein.

Südöstlich nach den letzten Häusern fand ich links von der Strasse vielfach die charakteristischen, bräunlichen, mit geradlinigen weissen Kalkspathadern durchzogenen Sandsteine, wie wir sie beim Vlarapasse kennen lernten. Wir befinden uns auch hier in der direct südwestlichen Streichungsfortsetzung dieser Schichten, die auch hier wie überall Nordost—Südwest streichen und Südost fallen. Der etwas höhere Bergzug unmittelbar vor der ungarischen Grenze besteht aus mehr homogenem, festem blaugrauem Sandstein ohne Kalkspathadern, der wieder, ähnlich

wie der Sandstein nördlich vom Vlarapasse, sehr an den Wiener Sandstein erinnert.

Wir haben also zweifellos hier mit der Landesgrenze wieder jenen Gesteinszug erreicht, den ich „Sandsteine des Grenzgebirges" nannte, und bei Besprechung der Gegend des Vlarapasses als wahrscheinlich cretacisch, als Aequivalent der kalkigeren Kreidegesteine der Klippenhülle (Neocomkalkmergel oder Puchower Schichten) bezeichnete. Die hieroglyphenreichen, den cretacischen Ropiankaschichten ähnlichen Gesteine, die in unmittelbarer Nachbarschaft der Hrosenkauer Eruptivgesteine auftreten, glaube ich wegen ihrer engen Verbindung mit diesen Sandsteinen ebenfalls dieser wahrscheinlich cretacischen Gesteinszone zuzählen zu sollen, in deren Streichungsrichtung sie auch noch so ziemlich mitfallen.

Die Bruchlinie, mit welcher sich (wie oben erörtert wurde) diese Zone gegen das Gebiet der alttertiären Sandsteine abgrenzt, wäre hier die Südostgrenze der groben Quarzsandsteine des Lukov- (oder Virava-) Berges, von denen ich früher bemerkte, dass sie nordwärts auf den oberen Hieroglyphenschichten aufliegen, südwärts aber an die mit letzteren nicht zu verwechselnden Hieroglyphengesteine von Hrosenkau unregelmässig abstossen.

Ueber die Verbreitung und Vertheilung der Eruptivgesteine der beiden Gebiete, die wir auf der Route Brod-Hrosenkau geschnitten und in dem Vorstehenden kurz besprochen haben, wird beifolgendes Kärtchen besser als ausführliche Beschreibung ein übersichtliches Bild geben (s. Fig. 11).

Ueber die petrographischen Verhältnisse dieser Eruptivgesteine, die ich bisher absichtlich bei Seite liess, theilte mir Herr Baron H. v. Foullon freundlichst die folgenden Bemerkungen mit:

„Die Eruptivgesteine der Gegend von Banow (im weiteren Sinne) waren schon wiederholt Gegenstand der mineralogischen Untersuchung.[1]) Die erste verdanken wir G. Tschermak[2]), der dann später E. Neminar eine solche mit neueren Hilfsmitteln ausgeführte folgen liess.[3]) 1885 publicirte J. Klvaňa[4]) eine Darstellung der Resultate der Untersuchung an einem reichen, selbst gesammelten Materiale.

Tschermak konnte natürlich damals die Grundmasse der fraglichen Gesteine nicht auflösen, sondern musste auf ihre Bestandtheile aus der ermittelten chemischen Zusammensetzung schliessen. Unter den Einsprenglingen wies er allgemein verbreitet Oligoklas, Hornblende und Magnetit, ausserdem Labrador als häufigen Bestandtheil, hier und da Augit, bei Vorkommen von Hrosenkau und Ordějof Olivin, bei anderen Titanit u. s. w. nach. Er belegte die Mehrzahl der Gesteine mit der Bezeichnung „Trachyt" und nur zwei lose beobachtete Vorkommen bei Hrosenkau und Ordějof werden zu dem „Basalt" gestellt.

---

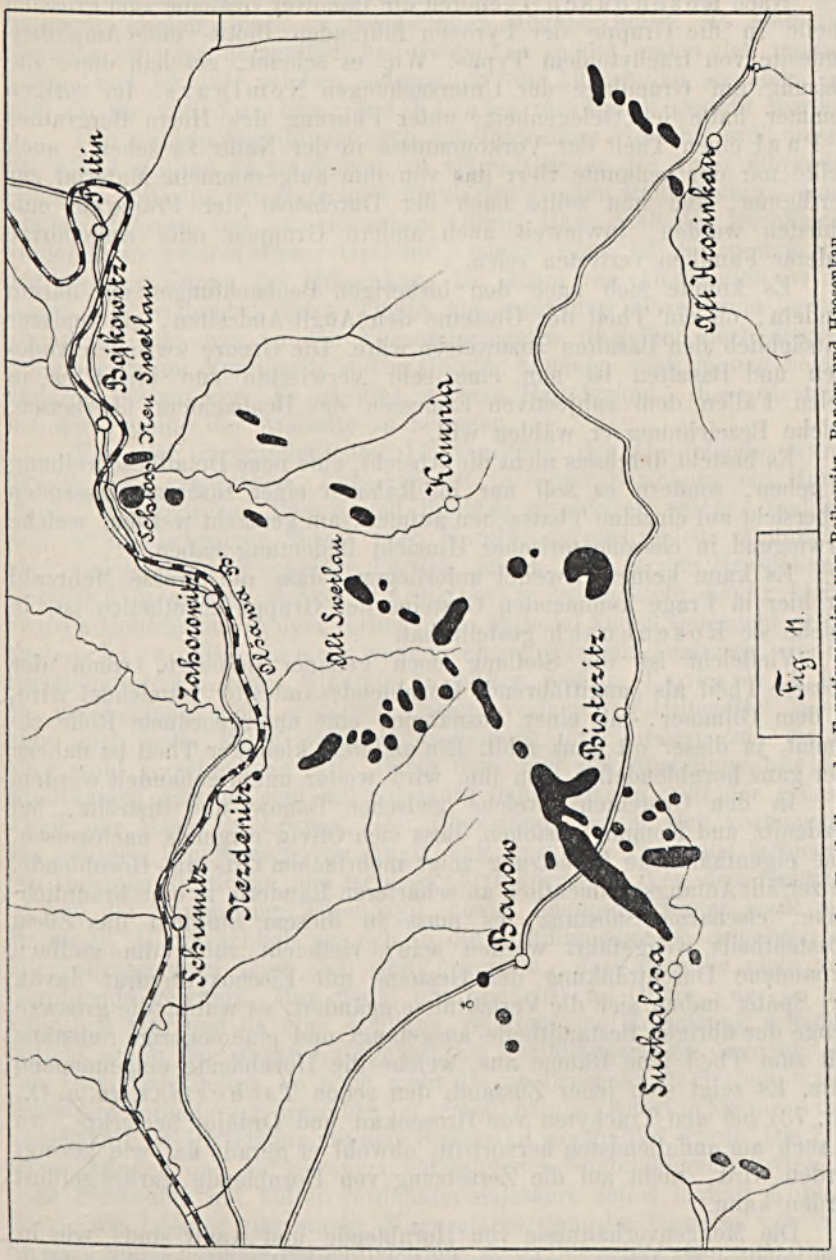
[1]) Von jenen vorwiegend geologischer Richtung ist hier abgesehen; die betreffende Literatur ist in den hier citirten Arbeiten angeführt.

[2]) Das Trachytgebirge bei Banow in Mähren. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1858, pag. 63—79.

[3]) Mineralog. Mittheil. Jahrg. 1876, pag. 143—156.

[4]) Programm des Gymnasiums zu Ung.-Hradisch 1884—1885. Die Abhandlung ist in tschechischer Sprache erschienen.

Neminar zählt die meisten der untersuchten Proben zu den „Hornblende-Andesiten", solche von Ordějof und Wallenau zu den



Uebersicht der Vertheilung der Eruptivgesteine von Bořkowitz, Banow und Hrosenkau.

„Augit-Andesiten", gewisse Abarten endlich von Ordějof und Hrosenkau, die Olivin enthalten, zu den Basalten.

Klvaňa hat Gesteine von 26 Fundpunkten untersucht und reiht sie ebenfalls der Mehrzahl nach den Hornblende-Andesiten, in geringer Zahl den Augit-Andesiten und acht Proben den Basalten zu.

Nach Rosenbusch[1]) gehören die Banower Gesteine zum grössten Theile in die Gruppe der Pyroxen führenden Biotit- und Amphibol-Andesite von trachytoidem Typus. Wie es scheint, geschah diese Zuweisung auf Grundlage der Untersuchungen Neminar's. Im vorigen Sommer hatte ich Gelegenheit, unter Führung des Herrn Bergrathes C. Paul einen Theil der Vorkommnisse in der Natur zu sehen, auch stellte mir der genannte Herr das von ihm aufgesammelte Material zur Verfügung, und nun sollte nach der Durchsicht der Präparate entschieden werden, inwieweit auch andere Gruppen oder Angehörige anderer Familien vertreten seien.

Es konnte sich nach den bisherigen Beobachtungen nur darum handeln, ob ein Theil der Gesteine den Augit-Andesiten, ein anderer thatsächlich den Basalten zuzuweisen wäre. Die Grenze zwischen Andesiten und Basalten ist nun eine sehr verwischte und bleibt es in vielen Fällen dem subjectiven Ermessen des Beobachters überlassen, welche Bezeichnung er wählen will.

Es besteht durchaus nicht die Absicht, eine neue Detailbeschreibung zu geben, sondern es soll nur im Rahmen einer zusammenfassenden Uebersicht auf einzelne Thatsachen aufmerksam gemacht werden, welche vorwiegend in classificatorischer Hinsicht Bedeutung haben.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass die grosse Mehrzahl der hier in Frage kommenden Gesteine der Gruppe zuzutheilen ist, in welche sie Rosenbusch gestellt hat.

Vielleicht ist die Stellung noch genauer präcisirt, wenn der grössere Theil als „augitführende Hornblende-Andesite" bezeichnet wird, da dem Glimmer, mit einer Ausnahme, eine untergeordnete Rolle zukommt, ja dieser oft ganz fehlt. Ein anderer, kleinerer Theil ist nahezu oder ganz hornblendefrei, von ihm wird weiter unten gehandelt werden.

In den Gesteinen, welche zwischen Banow und Bistržitz, bei Nezdenitz und Komnia anstehen, liess sich Olivin nirgends nachweisen. Eine eigenthümliche Zersetzung zeigt mehrfachen Orts die Hornblende. Sie zerfällt Anfangs, namentlich an schärferen Rändern, in eine bräunlichgraue, eisenarme Substanz, es muss in diesem Stadium das Eisen grösstentheils weggeführt worden sein; vielleicht rührt die vielfach vorhandene Durchtränkung der Gesteine mit Eisenoxydhydrat davon her. Später haben sich die Verhältnisse geändert, es wurde die grössere Menge der übrigen Bestandtheile ausgelaugt und eine ockerige Substanz füllt zum Theil jene Räume aus, welche die Hornblende eingenommen hatte. Es zeigt sich jener Zustand, den schon Tschermak (a. a. O., pag. 73) bei den Trachyten von Hrosenkau und Ordějof bemerkte, wo er auch am auffallendsten hervortritt, obwohl er gerade da, wie gezeigt werden wird, nicht auf die Zersetzung von Hornblende zurückgeführt werden kann.

Die Mengenverhältnisse von Hornblende und Augit sind, wie in allen solchen Gesteinen, sehr wechselnd und sollen hier hauptsächlich

[1]) Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. II. Aufl., pag. 671 u. 672.

noch jene Varietäten betrachtet werden, in denen der Augit in sehr reichlicher Menge auftritt, wohingegen, wie bereits erwähnt, die Hornblende nahezu oder ganz verschwindet. Der Glimmer gewinnt in der Grundmasse eine grössere Bedeutung, Magnetit ist wenig vorhanden, hingegen kommt Olivin in wechselnden Mengen hinzu. Es sind dies Gesteine, wie sie namentlich bei Hrosenkau in der ersten und zweiten Kuppe und in einer solchen südwestlich von Alt-Swetlau anstehen, sie sind es, die von Neminar und Klvaňa zum Basalt gestellt wurden.

Der ganzen Ausbildung nach scheinen diese Gesteine weit besser bei den Andesiten zu verbleiben, es wären Glieder der Augit führenden Glimmer-Andesite, ausgezeichnet durch den grossen Reichthum an monoklinem Pyroxen und accessorischem Olivin. Ganz fehlt die Hornblende vielleicht in keinem dieser Gesteine, nachweisbar ist sie in dem von der zweiten Kuppe bei Hrosenkau. In jenem von Alt-Swetlau ist der Augit zum weitaus grössten Theile aus resorbirter Hornblende hervorgegangen, was man an den Körneraggregaten desselben noch deutlich erkennen kann. Vereinzelte solche Gebilde kommen auch in den beiden anderen Proben vor. Es ist dies mit ein Hauptgrund, diese Gesteine bei der Familie der Andesite zu belassen.

Von der eigenthümlichen Umwandlung der Hornblende wurde bereits oben gesprochen. Lehrreich ist in dieser Beziehung ein Handstück, das zwischen Banow und Bistržitz geschlagen wurde, und wo sich in der ockerigen Masse noch Hornblendereste finden. Aehnliche, aber viel lockerere, ockerige Partien finden sich in den Hrosenkauer Gesteinen in grosser Menge. Tschermak beobachtete häufig kleine runde Hohlräume, in dem vorliegenden Material finden sich nicht selten auch eckige, also von mehr weniger ebenen Flächen begrenzte, die für Pseudomorphosen eines Minerals zu halten wären. Tschermak hat die Erscheinung nicht gedeutet, unsere verfeinerten Hilfsmittel lassen aber auch heute keine sichere Entscheidung ihrer Genesis zu, sie ist aber wohl verschiedener Art. Wenn man hier die Ausfüllung aus den Hohlräumen gewinnt und mit Salzsäure behandelt, so geht der grösste Theil der Masse in Lösung. Der Rückstand besteht weit vorwiegend aus eckigen Fragmenten von Augit, zum geringen Theil aus farblosen, fast isotropen Blättchen und wenigen Olivinkörnchen. Von dem Gelösten ist nun die Hauptmenge Eisenoxyd, etwas Thonerde, ferner Kalk und Magnesia. Hauptsächlich aus den in die Ausfüllungsmasse eingebetteten Mineralfragmenten lässt sich wohl erkennen, dass dieselbe nicht von Hornblende herrührt. Man denkt nun zunächst an Olivin, der ja bekanntlich hier und da eine ähnliche vollkommene Zersetzung erleidet. Spricht schon der starke Kalkgehalt der Ausfüllungsmasse dagegen, sie vom Olivin abzuleiten, so noch mehr die im Hrosenkauer Gestein wahrnehmbare Veränderung desselben; er zerfällt nämlich sofort in Magnesit und Kieselsäure, welch letztere mit dem Eisenoxyd weggeführt wurde. Die Zersetzungsrinden und auf Sprüngen entstandenen Neubildungen entwickeln beim Behandeln mit kalter verdünnter Salzsäure sofort lebhaft Kohlensäure, die Lösung gibt starke Magnesiareaction. Im Gesteine von Alt-Swetlau findet normale Serpentinisirung statt. Betrachtet man die Grundmasse der meisten der besprochenen Gesteine, so sieht man allenthalben die Augite der ersteren in mehr weniger weit vorgeschrittener Um-

wandlung begriffen, deren Endresultat eine allgemeine Durchtränkung mit Eisenoxydhydrat und die Bildung von bräunlichgrauen Carbonatpseudomorphosen und Körnern ist. Ausser diesen Carbonaten kommen noch häufig jene kugeligen Bildungen, mit derselben oder doch ähnlicher chemischer Zusammensetzung, vor, die bereits die früheren Beobachter beschrieben haben. Beide Bildungen zersetzen sich weiter und es resultiren die gleichen ockerigen Massen, welche die fraglichen Hohlräume erfüllen. Auf solche, von einzelnen Augitkrystallen oder Anhäufungen derselben, ausgehenden Zersetzungen, welche gewissermassen in der Grundmasse weiter fressen, sind aller Wahrscheinlichkeit nach die meisten mit ockeriger Masse erfüllten Hohlräume zurückzuführen, wofür alle wahrnehmbaren Verhältnisse sprechen. Einzelne, ursprünglich vorhanden gewesene Blasenräume dürften in einem früheren Stadium der Gesteinsveränderung mit den kugeligen Aggregaten von Siderit oder Ankerit erfüllt worden sein, welche Neubildungen der weiter fortschreitenden Zersetzung unterliegen.

Schliesslich sei noch eines reinen Biotit Andesites von Komnia gedacht, der sich einerseits durch sein sandsteinartiges Aussehen, andererseits durch das vollkommene Fehlen eines Pyroxen auszeichnet. Soweit der Erhaltungszustand der vorliegenden Proben ein Urtheil erlaubt, ist er auch hornblendefrei gewesen.

Es gehören also die Eruptivgrsteine der Gegend von Banow, speciell von Hrosenkau und Alt-Swetlau, der Mehrzahl nach dem trachytoiden Typus der Augit führenden Hornblende- und Biotit-Hornblende-Andesite, ein kleiner Theil dem Olivin und Augit führenden Biotit-Andesit und nur ein vereinzeltes Vorkommen von Komnia dem Biotit-Andesit an.

(H. v. Foullon.)“

Die auf diese Eruptivgebiete bezugnehmenden Hauptresultate lassen sich nun kurz folgendermassen resumiren:

1. Die Eruptivgesteine treten nicht effusiv, sondern intrusiv auf.

2. Die Gangspalten, denen sie folgen, haben vorwiegend zwei Richtungen, eine dem Schichtstreichen parallele und eine darauf senkrechte.

3. Die Eruptivgesteine sind jünger als die umgebenden Karpathensandsteine und haben letztere stellenweise am Contacte verändert.

4. Das Auftreten der Hrosenkauer Eruptivgesteine fällt nahe mit der grossen, die Gesteine der Klippenhülle vom Hauptgebiete der alttertiären Karpathensandsteine trennenden Bruchlinie zusammen, während bei Nezdenitz-Banow nur durch die an cretacische Bildungen erinnernde petrographische Beschaffenheit der westlich angrenzenden Gesteine die Möglichkeit einer auch hier existirenden, die allgemeine Alttertiärdecke unterbrechenden Dislocation angedeutet ist.

5. Die Gesteine gehören durchgehends einer Gesteinsgruppe, den Andesiten, an; die auf älteren Karten erscheinende Abtrennung der Hrosenkauer Vorkommnisse und Einzeichnung derselben als „Basalte“ kann nicht aufrecht erhalten werden.

8. Von Ung.-Ostra an den Stranypass.

Ung.-Ostra liegt im Alluvialgebiete der March, südlich von der Stadt Ung.-Hradisch.

Verfolgen wir die von hier zuerst ostwärts nach Hluk und dann südöstlich über den Stranypass nach Waag-Neustadtl (in Ungarn) führende Hauptstrasse, so haben wir zunächst am Marchufer diluvialen Flussschotter und dann (denselben überlagernd) Löss, in dem nun die Strasse bis etwas über die Hälfte des Weges nach Hluk hinführt.

Südlich neben der Strasse läuft das Thal des Oklukybaches; an den Ufern desselben, beim Obora-Meierhofe und Lhota-Ostra, sowie an einigen, von der Strasse gegen dieses Thal hinabführenden Feldwegen sieht man unter dem Löss Gesteine hervorkommen, die sich von den, die Hauptmasse des Gebietes zusammensetzenden alttertiären „oberen Hieroglyphenschichten" ziemlich merklich unterscheiden. Es sind hier weissliche, mergelige Sandsteine oder sandige Mergel.

Mit dem Korunyberge (westlich von Hluk) tritt auch die Hauptstrasse aus dem Lössgebiete in das Verbreitungsgebiet dieser Gesteine ein und sieht man dieselben nördlich von der Strasse (an der auf den Karten mit Ostrovsky pole bezeichneten Stelle) vielfach entblösst. Hier sind vorwiegend plattige, lichte, meist kalkige Mergel mit zahlreichen Fucoiden (Chondriten) entwickelt.

Die Zone dieser Gesteine hat hier eine Breite von etwa 3 Kilometer, setzt gegen Südwesten in die Gegend östlich von Wessely fort, verschwindet aber gegen Nordosten bald, ohne das Olšawathal zu erreichen.

Die Schichten dieser Gesteine selbst zeigen keine deutliche Fallrichtung, im Oklukythale streichen und fallen sie nach allen möglichen Richtungen, dagegen ist das Verhältniss derselben zu den oberen Hieroglyphenschichten ziemlich deutlich.

Wie ich schon bei Besprechung des Olšawathales angab, fallen die letztgenannten bei Marzatitz nordwestlich, bei Lhota nördlich, bei Weletin und Wltschnau südlich; sie fallen in dieser Weise allseitig mantelförmig von unseren, hier in Rede stehenden Mergeln, — die ich kurz „Schichten von Hluk" nennen will — ab. Ein solches Lagerungsverhältniss scheint mir beweiskräftig für das relative Alter zweier Bildungen; denn es sind hier die in anderen Fällen möglichen Täuschungen durch Ueberkippung, Verwürfe etc. ausgeschlossen. Man kann mit Bestimmtheit behaupten, dass die Schichten von Hluk relativ älter sind als die die Hauptmasse des hier in Rede stehenden Gebirges constituirenden Alttertiärgebilde, einen ähnlichen Faltenaufbruch im Verbreitungsgebiete derselben darstellen, wie die Sandsteine des Javornikgebirges, von denen in einem früheren Abschnitte vorliegender Mittheilung die Rede war.

Oestlich von Hluk ist von diesen Gesteinen nichts mehr zu sehen. Grosse Entblössungen bei Wltschnau zeigen wieder die gewöhnlichen oberen Hieroglyphenschichten, vorwiegend schieferig entwickelt, mit südöstlichem Fallen.

An der Strasse bis über Dolniemtsch hinaus herrscht Löss, dann folgen bei Slavkow und Horniemtsch obere Hieroglyphenschichten. Südlich von letztgenanntem Orte sind dies graue, an der verwitterten Oberfläche hellblaugraue bis weissliche Mergelschiefer mit Fucoiden, die aber den obenerwähnten Fucoidenmergeln der „Schichten von Hluk" durchaus nicht gleichen. Sie wechseln mit Kalksandsteinbänken und fallen nach Nordwest. Höher hinauf ist das Fallen flach südöstlich und schalten sich Einlagerungen von Quarzsandsteinen ein. Weiter südwärts wechselt das Einfallen noch mehrmals, am Südgehänge der Dubinahöhe, bevor man nach Strany hinabsteigt, fallen die Schiefer aber wieder constanter nordnordwestlich.

Bei Blumenbach, an der linken Thalseite, nächst der ungarischen Grenze, sieht man dann die „Sandsteine des Grenzgebirges", genau so, wie wir sie beim Vlarapasse kennen lernten, nämlich die bräunlichen, mit geradlinigen, weissen Kalkspathadern durchzogenen Sandsteine mit den sie stets begleitenden Kalkmergeln, Sandsteinschiefern etc., die sich von ähnlichen, den oberen Hieroglyphenschichten angehörigen Gebilden scharf unterscheiden lassen, mit ganz anormalem nordöstlichem Einfallen anstehen.

Diese Gebilde werden also nach der angegebenen Fallrichtung der Schiefer von Strany von diesen letzteren unregelmässig überlagert.

Damit wären wir nun wieder wie an den, in den früheren Abschnitten erwähnten, das ungarische Grenzgebirge (im engeren Sinne) schneidenden Pässen, an der die Klippen des Waagthals begleitenden und umhüllenden Gesteinszone angelangt.

9. Von Wessely a. d. March an den Welkapass.

Oestlich von Wessely ragen aus den Neogen- und Diluvialgebilden des Marchthales (auf die wir im Anhange zu vorliegender Mittheilung noch mit einigen Worten zurückkommen werden), noch vor dem eigentlichen, höher ansteigenden Karpathenrande, einige niedrige, flache Inselberge hervor, so der Borkiberg (ziemlich genau in der Mitte zwischen Wessely und Blattnitz), eine kleinere Erhöhung südöstlich vom Borkiberge, und die Höhe, auf welcher der Meierhof Radašov liegt. Diese Höhen repräsentiren die rudimentäre südwestliche Streichungsfortsetzung der im vorhergehenden Abschnitte erwähnten Schichten von Hluk, und lassen wie diese, obwohl hier nur sehr wenig aufgeschlossen ist, Gesteinstypen erkennen, welche der Hauptmasse des Alttertiärs fremd sind. Am Borkiberge fand ich ausser schaligen Sandsteinen, wie sie allerdings in allen Niveaus der Karpathensandsteine vorkommen, ganz eigenthümliche, hell weissliche oder gelbliche, muschelig brechende Kalkmergel mit bräunlichen Linien und Zeichnungen, welche in ganz auffallender Weise an die bekannten sogenannten Ruinenmarmore unseres Kahlengebirges erinnern.

Mit dem höher ansteigenden Gebirge (dem Höhenzuge Kobilihlava, Nova hora, Hajova, Viskun, Sumarnik) beginnen aber wieder die gewöhnlichen oberen Hieroglyphenschichten zu herrschen. Dieselben fallen zuerst südöstlich von den Gesteinen der Vorhügel ab, dann tritt eine Schichten-

faltung ein. Bei Louki stehen sie in typischer, petrographischer Entwicklung, als graue Schiefer mit hieroglyphenreichen Kalksandsteinbänken wechselnd, mit nordwestlichem Fallen an.

Bei Welka fallen die Schichten wieder südöstlich.

Von Welka zieht die Strasse südwärts an den sogenannten Welkapass. An der Grenze sind stark glimmerige Sandsteine und Sandsteinschiefer entwickelt, auf welche dann (schon auf der ungarischen Seite) an der Höhe Polana ein anderer, homogenerer Sandstein mit südöstlichem Einfallen folgt.

Der Weg von Welka südöstlich über Javornik verquert das Schichtenstreichen mehr senkrecht und bietet daher instructivere Aufschlüsse, als die Hauptstrasse.

Gleich südöstlich bei Javornik stehen theils blätterige, theils auffallend knollige, licht gefärbte Mergelschiefer mit südöstlichem Einfallen an, ein Gesteinstypus, der in den ungarischen und galizischen Flyschgebieten in der oberen Abtheilung der Karpathensandsteine wiederholt beobachtet wurde. Während wir hier sicher noch Alttertiär vor uns haben, treten wir, das Hrubythal aufwärts verfolgend, zwischen den beiden, etwas steiler ansteigenden, bewaldeten Bergen Hradisko und Pališky wieder in den Zug jener mehrerwähnten, kalkreichen Sandsteine, die wir vom Vlara-, Hrosenkauer und Stranypasse kennen, „Sandsteine des Grenzgebirges" genannt, und vom Alttertiär getrennt haben.

Es sind diesen Sandsteinen hier etwas thalaufwärts auch Lagen fester, dunkler Schiefer untergeordnet, die, im Innern dunkler als an den Verwitterungsflächen, etwas an untere Teschner Schiefer erinnern können. Mit Menilitschiefern dürfen diese Schiefer nicht verwechselt werden. Ihr Streichen ist hier etwas abweichend von dem der Kalksandsteine; letztere fallen am Nordgehänge des Pališkyberges deutlich in der gewöhnlichen Weise nach Südost, die Schiefer aber streichen Nord-Süd und fallen östlich.

Dieselben Schiefer beobachtete ich auch bei Wapenka (östlich von Javornik). In der Nähe des genannten Ortes sind den Sandsteinen des Grenzgebirges auch vielfach Lager mergeliger, hydraulischer Kalke eingeschaltet, die früher zur Kalkerzeugung Verwendung fanden (daher der Name „Wapenka" vom slavischen Worte vapno = Kalk).

Die Analogie dieses Vorkommens mit den in anderen Theilen des Klippengebietes bekannten Verhältnissen, wo wir so häufig die durch ihre Fauna sichergestellten Neocom-Kalkmergel mit ähnlichen Kalksandsteinen in Verbindung sehen, ist eine ganz auffallende.

10. Der Gebirgsrand bei Strašnitz und Sudoměřitz.

Die Zone der Schichten von Hluk und vom Borkiberge setzt in ihrer südwestlichen Fortsetzung auch den östlich von Strašnitz und Sudoměřitz ansteigenden Westrand des mährisch-ungarischen Grenzgebirges zusammen und bildet hier ähnlich wie bei Wessely einzelne, dem Hauptgebirge vorliegende, durch tief eingreifende, mit jüngeren Bildungen erfüllte Buchten von einander getrennte Vorberge.

Bei Lbota Tvarožna ist von den Gesteinen dieser Zone nicht viel aufgeschlossen, dagegen ist hier die Grenze gegen die oberen Hieroglyphenschichten sehr deutlich zu sehen. Die letzteren stehen unmittelbar südlich bei den letzten Häusern des Ortes in den dortigen tiefen Schluchten und Wasserrissen sehr typisch mit südöstlichem Fallen an. Die Grenze gegen die Gesteine der Vorberge zieht von hier südwestlich über Radiow und zwischen den Bergen Zerotini und Holy Vrch durch.

Im Thale von Radiow sieht man nordwestlich vom Orte, an der nördlichen Thalseite, im Streichen der Zone der Hluker Schichten festen, feinkörnigen Sandstein mit östlichem Fallen in einem kleinen Steinbruche aufgeschlossen. Derselbe ist im Innern blaugrau, an zersetzteren Stellen bräunlichgrün, ganz wie der Wiener Sandstein und jener Sandstein, den wir (siehe den 4. Abschnitt vorliegender Mittheilung) aus der Gegend des Vlarapasses kennen lernten.

Ein hellgefärbter, fester Sandstein von sehr feinem und gleichmässigem Korne tritt hier ebenfalls auf.

Gegenüber am Gehänge des Zerotiniberges treffen wir ebenfalls bekannte Gesteinstypen. Ausser schaligen Sandsteinen, wie sie allerdings überall im Flysch vorkommen, fand ich hier bräunliche, mit geraden weissen Kalkspathadern durchzogene Sandsteine, und blaugraue, feste, klingende, ebenfalls mit Kalkspathadern durchzogene, etwas glimmerige Sandsteinschiefer. Namentlich die erwähnten geäderten Sandsteine sind ein für die „Sandsteine des Grenzgebirges“ sehr charakteristischer Typus, und es ist eine sehr bemerkenswerthe Thatsache, dass hier die Gesteinstypen dieser letzteren in der Zone der Schichten von Hluk sich einstellen.

Noch einmal endlich schneidet man dieselbe Gesteinszone in dem letzten, noch mit seinem Nordgehänge dem Kronlande Mähren angehörigen Querthale, dem Thale des Sudoměřsky potok zwischen Sudoměřžitz und Rasochac.

Der westlichste Gebirgsausläufer (auf der Gen.-Stabs-Specialkarte mit Stari hori bezeichnet) zeigt einen Wechsel der eben aus der Gegend von Radiow erwähnten festen, feinkörnigen, blaugrauen Sandsteine mit lichten Mergeln.

Ausser den letzteren treten auch Lagen gelblichweisser, muschelig brechender Mergelkalke auf, die ihrerseits den bekannten sogenannten „Aptychenkalken“ der alpinen Wiener Sandsteinzone, sowie der ungarischen Klippenzone sehr gleichen.

Alle diese Gebilde sind am nördlichen Thalgehänge in zahlreichen kleinen Entblössungen gut aufgeschlossen und fallen mit wenigen localen Abweichungen südöstlich.

Die lichten Mergel sind an der Oberfläche mit nahezu ganz weisser Verwitterungskruste überzogen, und da sie ausserdem oft in kleine, längliche Stücke zerbröckeln, so entsteht ein Gehängetypus, der hier und da an Menilitschiefer zu erinnern geeignet ist.

Bei näherer Betrachtung der Gesteine gewahrt man jedoch bald, dass von solchen hier keine Rede sein kann.

Es fehlen vollständig alle für Menilitschiefer wirklich charakteristischen Merkmale; man findet keine Fischreste, keine gestreiften

Hornstein- oder Menilitbänke, keine Alaun- oder Dysodilschiefer. Dagegen erinnern diese Mergel andererseits petrographisch an zwei andere Mergelniveaus, die allerdings untereinander stratigraphisch nicht identisch sind, aber doch beide sicher der Kreideformation angehören; es sind dies die bekannten obercretacischen Puchower Mergel, und die röthlichen weiss verwitternden Mergel des Neocomien, die den Puchower Mergeln sehr ähnlich sind, aber doch, wie ich beispielsweise in der Arva zu beobachten und nachzuweisen in der Lage war (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1868, 2. H., pag. 239), ein viel tieferes Niveau bezeichnen als diese, und trotz aller petrographischen Aehnlichkeit sorgfältig von denselben auseinandergehalten werden müssen.

Während also innerhalb der Zone der Hluker Schichten die Analogien mit nachgewiesen cretacischen Bildungen im Allgemeinen sich mit jedem Durchschnitte verstärken, geben die Beobachtungen in unserem Gebiete über die weitere Frage, ob wir es nun hier mit oberer oder unterer Kreide zu thun haben, keinen sicheren Aufschluss.

Etwa in der Mitte des Weges zwischen dem Gebirgsrande und Rasochac, am Südgehänge des Stara hora-Berges erreicht man wieder das Alttertiär; in einigen kleinen Steinbrüchen westlich von Rasochac ist dasselbe mit südöstlichem Fallen aufgeschlossen und besteht aus einer Wechsellagerung von Sandstein und Schiefer.

Der Sandstein ist auch zuweilen, wie der obenerwähnte des tieferen Niveaus, blaugrau mit grünlichbrauner Zersetzungsrinde; in dieser Färbung allein liegt kein charakteristisches Merkmal. Dagegen ist er nie so fest und feinkörnig, wie der früher erwähnte, und die Ungleichheit des Kornes, die ich bei den älteren Sandsteinen nicht beobachtete, tritt hier sofort auf.

Die Schiefer sind theils kleinblätterig, an der Oberfläche manchmal bläulich, theils gelblichgrau, knollig und kugelig. Ich habe schon im vorhergehenden Abschnitte (aus der Gegend von Javornik) auf diesen Gesteinstypus, als einen im karpathischen Alttertiär nicht ungewöhnlichen, hingewiesen.

Die Wechsellagerung mit den Sandsteinen findet in Distanzen von 1—3 Meter statt.

Auch unmittelbar östlich von Rasochac sind hierher gehörige Gesteinsschichten, die jedoch sandiger und glimmeriger sind, und schon einigermassen an gewisse Varietäten der Magurasandsteine erinnern, mit südöstlichem Fallen aufgeschlossen.

Diese Gesteine herrschen an den langsam gegen das hohe bewaldete Grenzgebirge ansteigenden Höhenzügen, während am Grenzgebirge selbst (Tlusta hora, Srubeny Vrch, Bukovin, Kobela Vrch) gröbere Sandsteine vorzukommen scheinen, von denen jedoch in diesem durchaus bewaldeten Gebiete beinahe gar nichts aufgeschlossen ist. Nur soviel muss bemerkt werden, dass dieser Gebirgstheil ganz im Streichen der weiter nordöstlich besser aufgeschlossenen und bekannten Alttertiärgebilde liegt, und daher wohl ebenfalls ganz dem Alttertiär zufallen dürfte. Der Zug der von mir eigentlich sogenannten „Sandsteine des Grenzgebirges“ tritt schon viel weiter östlich (bei Verbóc) nach Ungarn ein.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Somit wären wir nun, mit den vorstehenden kurzen Localschilderungen von Nordost gegen Südwest vorschreitend, an der Südgrenze Mährens (insoweit diese dem Gebiete des mährisch-ungarischen Grenzgebirges im weiteren Sinne zufällt) angelangt.

Anhang.

Neogen und Diluvium am Westabhange des mährisch-ungarischen Grenzgebirges.

Das linke (östliche) Gehänge des Marchthales zwischen Sudoměřitz (nächst der Landesgrenze) und Malenowitz (an der Einmündung der Dřewnica), und ebenso weiter nordwärts ausserhalb des uns hier beschäftigenden Gebietes, ist mit jüngeren Ablagerungen bedeckt, welche eine Zone niedriger Plateaus und Hügel zwischen dem Marchflusse und dem östlich ansteigenden Flyschgebirge bilden.

Dass zunächst das Neogen in der angegebenen Erstreckung vertreten ist, ist durch eine Reihe einzelner Vorkommnisse erwiesen, die ich — von Süd gegen Nord — hier kurz erwähnen will.

Oestlich von Sudoměřitz, an dem Wege, der parallel mit dem Sudoměřsky potok gegen das Gebirge führt, trifft man auf einen, sich etwas über das umliegende Diluvium erhebenden, mit einem Kreuze bezeichneten und mit etwas Buschwerk bewachsenen isolirten Hügel. Derselbe besteht aus einer sandigen Muschelbreccie aus meist zerbrochenen Conchylientrümmern. Es konnte daraus *Cardium plicatum Eichw.* und *Card. obsoletum Eichw.* bestimmt werden. Auch Rotalien und Polystomellen treten darin auf. Jedenfalls gehört dieses Vorkommen den bekannten sarmatischen Bildungen der Gegend von Holics in Ungarn zu, welche dieselben Cardien neben *Ervilia podolica* enthalten (vergl. Andrian und Paul: Die kleinen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1864, III. H.).

Am Bahneinschnitte nördlich von Sudoměřitz, sowie an demjenigen zwischen Zwolenow und Strassnitz kommen als tiefste Schichten geschichtete Sande mit Schotter hervor.

Oestlich von Strassnitz, am Wege gegen Twarožna Lhota, ist eine grössere Ziegelei im Löss angelegt; der Ziegelschlag legt als Liegendes des Löss einen Sandstein bloss, der dieselben Cardien enthält, dem oben erwähnten Vorkommen bei Sudoměřitz ähnlich und wie dieses sarmatisch ist. Höher hinauf an diesem Wege, am Rande des kleinen Gehölzes zwischen der Ziegelei und Twarožna Lhota, sowie weiter südwärts auf den Feldwegen, kommt ein Schotter mit grossen, kugeligen, gemischten Geschieben vor, der sowohl seiner Position nach — er liegt hypsometrisch höher als der Löss — als auch der Form seiner Geschiebe nach vom diluvialen Flussschotter verschieden und dem Neogen zuzuzählen ist.

Aehnliche Schotter treten dann weiter nordwärts am linken Marchufer noch mehrfach auf. So bestehen die Höhen Lišky und Dražky,

die östlich bei Znorow aus dem Lössgebiete hervorragen, aus solchem, und bei Wessely und Milokošt kommt derselbe als Liegendes unter dem Löss hervor. Die Trennung vom diluvialen Flussschotter ist bei den erwähnten Höhen nächst Znorow schon durch die Position des Vorkommens auf etwas landeinwärts gelegenen Hügeln, im Gegensatze zu dem auf die Flussufer beschränkten Diluvialschotter, gegeben; bei Wessely erscheint sie schon schwieriger, kann jedoch mit Hilfe der Form der Geschiebe, die hier gerundet oder eckig, nie aber flach wie Flussgeschiebe erscheinen, noch annähernd durchgeführt werden.

Weiter nördlich, bei Ung.-Hradisch, reichen die alttertiären Flyschgebilde als Unterlage des Löss bis an das Marchalluvium heran, die Neogenzone ist daher hier entweder wirklich unterbrochen, oder es muss ihre Fortsetzung unter der March gesucht werden. Noch weiter nördlich treten hierher gehörige Schotterbildungen aber wieder auf. Es sind dies die schon bei Stur (l. c. pag. 45) erwähnten Vorkommnisse beim Ausflusse des Pohořelitzer Baches, südlich von Napajedl, und bei Březolup. An letztgenannter Localität sieht man (unmittelbar östlich neben dem Meierhof Novy dwor, sowie nördlich im Walde) eine Lage dieses Schotters flach westlich und südwestlich fallen. In ihrem Liegenden wurde seinerzeit, wie Stur angibt, auf Ocker gegraben, heute sind jedoch die Ockergruben nicht mehr offen.

In einem kleinen Thale, welches ungefähr in der Mitte zwischen Březolup und Topolna von Norden her in die Březnica mündet, namentlich im oberen Theile desselben, kommen diese Schotter ebenfalls noch ziemlich entwickelt vor, dagegen halte ich die Schotter von Topolna an der March wieder für gewöhnlichen Diluvialschotter.

Ueber die genauere Horizontirung dieser Neogenschotter gibt die Gegend keinen näheren Aufschluss; ich kann jedoch bemerken, dass ich ganz ähnliche Schotter an der anderen (rechten) Seite des Marchthales beobachtete, die dann in der Gegend von Gaya mit echten Congerienschichten in Verbindung stehen. Ich werde Gelegenheit haben, anlässlich einer seinerzeitigen Besprechung meiner geologischen Aufnahmen im Marsgebirge auf diese Bildungen zurückzukommen, und erwähnte dieselben hier nur vorläufig, um die Wahrscheinlichkeit anzudeuten, dass auch die Schotter von Brželolup, Wessely und Znorow der Congerienstufe angehören mögen.

Die Diluvialgebilde des hier in Rede stehenden Theiles des Marchthals bestehen aus Flussschotter und Löss.

Ersterer ist das tiefere Glied, und bildet nahezu in der ganzen oben angegebenen Erstreckung eine schmale Zone am unmittelbaren Rande des Marchalluviums. Bei Strašnitz und zu beiden Seiten der Einmündung des Welečkabaches erreicht diese Zone die grösste Breite. Die Eisenbahneinschnitte der Brünn-Vlarapassbahn bei Ung.-Ostra, sowie die der Kaiser Ferdinands-Nordbahn nördlich von Napajedl und bei Otrokowitz, auf der rechten Marchseite diejenigen nördlich von der Station Ung.-Hradisch und bei Spitinau sind in solchem Schotter eingeschnitten.

Zu bemerken ist, dass der Diluvialschotter nur dort auftritt, wo das Gehänge des Marchthals (von der Schotterzone selbst abgesehen) unmittelbar durch Löss gebildet wird. Wo das Grundgebirge das Ufer

bildet — so gegenüber von Napajedl und Otrokowitz, oder wo auch nur eine schmale Zone von Grundgebirge am Ufer unter dem Löss hervortritt, wie z. B. bei Marzatitz, fehlt der Diluvialschotter.

Diese Erscheinung scheint ziemlich bestimmt auf einen gewissen Zusammenhang zwischen Schotter- und Lössbildung hinzudeuten, der allerdings zu der modern gewordenen Theorie, welche im Löss nur eine subaërische oder äolische Bildung erkennen will, durchaus nicht stimmt.

Der Löss bedeckt, in seiner allbekannten typischen Entwicklung das Gehänge des Marchthals in einer ziemlich regelmässigen Zone.

Dieselbe ist zwischen der Einmündung der Welečka und der Olšawa etwa 4—6 Kilometer breit; nördlich von der Olšawa verbreitert sie sich stark, und im Thale des letztgenannten Flusses greift der Löss bis oberhalb Ung.-Brod, also etwa 16 Kilometer weit, in's Thal hinein. Nördlich von der Einmündung der Brženica ist die Lösszone wieder schmäler. In das Brženicathal greift der Löss nicht hinauf, im Thale der Držewnica dagegen ist er bis in die Gegend von Lipa anzutreffen, also ungefähr ebensoweit thaleinwärts, wie im Olšawathale.

Auf der gegenüberliegenden (rechten) Seite des Marchthales ist die Lösszone bei Borschitz, Buchlowitz, Welehrad, Traplitz, Benkowitz, bis zur Thalverengung von Napajedl ebenfalls sehr regelmässig in einer Breite von 4—6 Kilometer entwickelt. Von der sogenannten „Einseitigkeit der Lössablagerung", d. i. einer Gesetzmässigkeit, nach welcher die Lössablagerungen immer vorwiegend auf einer Thalseite auftreten, die andere aber freilassen sollen, ist hier nichts zu bemerken, ebensowenig in den Seitenthälern, der Olšawa und Držewnica. Die erwähnte Einseitigkeit ist thatsächlich in einigen Theilen Galiziens beobachtet worden, und gab zu umständlichen Erörterungen und geistvollen Erklärungsversuchen Veranlassung, bei denen — vom Standpunkte der obenerwähnten modernen Lössbildungstheorie — namentlich die Windrichtungen zur Zeit der Lössablagerung eine grosse Rolle spielten.

Wenn wir nun hier im Marchthale ein bedeutendes, typisches, und daher wohl nicht zu ignorirendes Lössgebiet finden, bei welchem von einer solchen Gesetzmässigkeit auch nicht die geringste Spur vorhanden ist, so kann dieselbe nicht nothwendig mit der Lössbildung verbunden sein; wenn die Windrichtungen der Diluvialzeit von so massgebendem Einflusse auf die Position und Anordnung der Lössablagerungen gewesen wären, so müsste sich dieser Einfluss eben in allen bedeutenden Lössgebieten — und dazu gehört doch die Marchgegend — in irgend einer Weise markiren. Dass aber in Mähren zur Diluvialzeit wesentlich andere Winde geherrscht haben, als in Galizien, ist nicht leicht anzunehmen. Es scheint sonach, dass die vielbesprochene Erscheinung der „Einseitigkeit" mehr als eine locale aufzufassen, zur Erklärung derselben also vielleicht auch mehr locale Verhältnisse heranzuziehen sein dürften.

Ebensowenig redet die Vertheilung des Löss in den Seitenthälern irgend einer Einflussnahme des Windes das Wort. Wie oben bereits erwähnt, und auch von Stur (l. c. pag. 40) schon bemerkt wurde, greift der Löss in die Thäler der Olšawa und Držewnica tief hinein, in die Thäler der Welečka und Brženica aber nicht. Wie sollte nun, wenn der Löss von den Thalmündungen aus in die Thäler hinein-

geweht wäre, diese Bevorzugung einzelner Thäler erklärt werden? Fassen wir den Löss im Sinne der älteren Anschauung als fluviatiles Ueberschwemmungsproduct auf, so ist diese Erscheinung leichter zu erklären. Die Löss-führenden Thäler sind nämlich im Vergleiche zu den lössfreien die bedeutend längeren, sie bestehen (wie schon in der Einleitung zu vorliegender Mittheilung erwähnt wurde) aus einem häufigen Wechsel von Längen- und Querthälern, ihr Gefälle ist im Allgemeinen ein geringeres, als das der kurzen Nebenthäler, kurz die Bedingungen zum Absatze feinerer Ueberschwemmungsproducte waren in ihnen in viel höherem Maasse gegeben, als in den Thälern kürzeren Laufes, in denen solches Material überhaupt in geringeren Mengen sich ansammeln, und ausserdem vermöge des stärkeren Gefälles leichter und rascher in das Hauptthal hinausgeschwemmt werden konnte.

Der Löss steigt in dem hier in Rede stehenden Theile des linken Marchgehänges bis zu einer Höhe von über 330 Meter Seehöhe an. Die bedeutendste, mit typischem und zweifellosem Löss bedeckte Höhe, die ich beobachtete, ist die Rominahöhe östlich von Ung.-Hradisch, mit 338 Meter.

Foetterle gibt (l. c. pag. 35) für sein nördlich von dem hier behandelten gelegenes Untersuchungsgebiet (die Gegenden von Neutitschein, Weisskirchen, Prerau etc.) circa 1300′ als die Höhe an, bis zu welcher dort der Löss hinansteigt.

Sollte nun vielleicht auch diese Ziffer etwas zu hoch gegriffen sein, oder sollte mir selbst, obwohl ich dieser Frage die sorgfältigste Beachtung zuwendete, vielleicht eine etwas bedeutendere Lösshöhe in meinem Terrain entgangen sein, so bleibt der beinahe 200 Meter betragende Unterschied zwischen diesen beiden Angaben doch zu bedeutend, um ausschliesslich auf etwaige Beobachtungsfehler zurückgeführt werden zu können, und es muss als Thatsache betrachtet werden, dass die obere hypsometrische Lössgrenze hier von Nord gegen Süd in beträchtlicher Weise sinkt.

Auch diese Erscheinung lässt sich, wie mir scheint, leichter und ungezwungener erklären, wenn wir den Löss als fluviatiles, als wenn wir ihn als subaërisches Product betrachten. Zwischen den beiden Gebieten liegt die bekannte Thalverengung bei Napajedl, wo das Marsgebirge an das rechte Ufer herantritt. Es liegt nun sehr nahe, anzunehmen, dass sich die Ueberschwemmungswässer oberhalb dieser Verengung stauen, und dadurch zu höherem Niveau ansteigen mussten, während sie sich unterhalb der Verengung sofort widerstandslos ausbreiten konnten, und daher sammt ihren Sedimenten in niedrigerem Niveau blieben.

Ich bin weit entfernt, hier diesbezügliche bestimmte Behauptungen aufstellen, oder gar die bekannte v. Richthofen'sche Lössbildungstheorie in ihrer Totalität angreifen zu wollen; nur die Uebertragbarkeit dieser Theorie auf unsere karpathischen Lössgebiete darf vielleicht doch noch als controvers angesehen werden, und ich halte es für unvermeidlich, heute bei Besprechung eines Lössgebietes, sich bei allen durch dasselbe gebotenen Beobachtungsthatsachen die Frage vorzulegen, wie sich dieselben im Lichte der beiden sich gegenüberstehenden Anschauungsweisen verhalten? Sollte es gelingen, die hier erwähnten

Thatsachen vom anderen Standpunkte natürlicher und ungezwungener zu erklären, so werde ich nicht anstehen, eine solche Erklärung dankend zu acceptiren.

Wenn ich oben bemerkte, dass in unserem Gebiete der Löss bis auf 338 Meter ansteigt, so ist dies durchaus nicht so zu verstehen, als ob hier alle unter dieser Seehöhe zurückbleibenden Spitzen mit Löss bedeckt wären. Es ist im Gegentheile ausser dem erwähnten Ansteigen des oberen Lössniveaus von Süd gegen Nord auch ein solches von West gegen Ost, das ist vom Flussufer gegen das Gebirge, constatirbar, so dass die dem Flusse näher gelegenen Theile der Lössplateaus in der Regel viel niedriger bleiben. Aus diesen niedrigeren Lössgebieten ragen dann stellenweise lössfreie Inseln heraus, die ihrerseits niedriger sind als weiter gebirgswärts gelegene Lössgebiete. Beispiele solcher Inseln sind der Borkiberg bei Wessely mit 217 Meter und die Neogenhügel Lišky und Dražky bei Znorow mit 228 und 229 Meter Seehöhe. Das Ansteigen des Löss vom Thale gegen das Gebirge erfolgt manchmal allmälig, manchmal aber auch terrassenförmig, und an der, die höhere von der niedrigeren Terrasse trennenden Stufe tritt dann gewöhnlich das Grundgebirge zu Tage. Dieses Verhältniss sieht man sehr deutlich zwischen Napajedl und Malenowiz, bei Dörfel südöstlich von Ung.-Hradisch und an mehreren anderen Punkten. Der Löss der tieferen, unmittelbar am Thale gelegenen Lösspartie ist jedoch von dem der höheren Terrasse in seiner inneren Beschaffenheit nicht verschieden.

Nicht als typischer Löss sind dagegen zu bezeichnen einige im Innern des Gebirges vorkommende Lehmablagerungen, die gewöhnlich eine Lage von Flussschotter im Liegenden haben und auf locale und temporäre Stauungen und Ausbreitungen einzelner Flüsse und Bäche zurückzuführen sein mögen, so die Schotter- und Lehmablagerungen bei Welka, Bilnitz, Klobouk etc.

Der Lehm, der beim Curorte Luhatschowitz zur Ziegelerzeugung verwendet wird, verdankt nur der Ab- und Zusammenschwemmung des lehmigen Verwitterungsproductes der dortigen Alttertiärgesteine seine Entstehung und kann als alluvial bezeichnet werden.

Schlussbemerkungen.

Wenn wir von dem, an einer einzigen Stelle des Gebietes inselartig aus dem Alttertiär herausragenden Neocom- (oder Tithon?-) Kalke von Lauczka (siehe Abschnitt 2 vorliegender Mittheilung), von den Eruptivgebilden von Brod und Hrosenkau (siehe Abschnitt 7), sowie von den, auf einige Thalniederungen beschränkten Neogen- und Diluvialablagerungen (siehe Anhang) absehen, ergibt eine Zusammenfassung der im Vorhergehenden kurz mitgetheilten Einzelbeobachtungen nun für unser Gebiet die folgende Gliederung:

A. Cretacische Karpathensandsteine.

a) Godulasandstein. Derselbe setzt im Norden des Gebietes die Höhen des Radhostgebirges, aus der Gegend von Frankstadt östlich

bis an die Lista gora zusammen. Er besteht aus grobem Quarzsandstein (eigentlicher Godulasandstein), dem (vorwiegend, aber nicht ausschliesslich in den tieferen Partien) Lagen von kalkigen, Hieroglyphen-führenden, plattigen Sandsteinen und Schiefern (Ellgother Schichten) eingeschaltet sind. Die Deutung der Bildung als mittlere Kreide (Albien) ist schon seit Hohenegger's bekannten und oft citirten Arbeiten festgestellt und haben die neueren Untersuchungen diesbezüglich keine Berechtigung zu einer Modification ergeben. Die Godulasandsteine des Radhostgebirges sind im Norden (ausserhalb des hier in Rede stehenden Untersuchungsgebietes) unterteuft von (neocomen) Wernsdorfer und Mikušowitzer Schichten, im Süden überlagert von

b) Istebnaschichten. Die Zone dieser Schichten begleitet das Radhostgebirge im Süden, zwischen diesem und dem Visokagebirge einen mehrfach verzweigten Zug vergleichsweise niedrigerer Höhen bildend. Die Zone beginnt in der Gegend nordöstlich von Wall.-Meseritsch, nördlich vom Thale der Rožnauer Beczwa, setzt bei Rožnau auch auf das südliche Ufer über, begleitet dann den Lauf dieses Flusses bis an sein Quellgebiet und setzt noch weiter nach Ungarn fort. Die Breite der Zone beträgt im Westen 2—3 Kilometer, steigt aber im Osten auf 6 Kilometer an. Es gehören hierher: Der Istebnasandstein, ein meist weisslicher oder ganz weisser, mürber oder zuckerkörniger, massiger Quarzsandstein; derselbe geht durch Aufnahme einzelner Geschiebe über in das Rožnauer Conglomerat, welches in einem, dem gewöhnlichen Sandsteine meist sehr ähnlichem Bindemittel grosse Dimensionen erreichende Geschiebe von Milchquarz, Stramberger Kalk, krystallinischen Schiefergesteinen und älteren Sandsteinen enthält. Ausser dem Sandsteine und Conglomerate enthält die Zone auch vielfach dunkelgraue oder röthliche, kleinblättrige, oder auch festere, und dann gewöhnlich eisenschüssige Schieferthone und Mergelschiefer — die Istebnaschiefer, und (im östlichen Theile des Gebietes) Thoneisensteinlagen, die auch in früherer Zeit im Abbaue standen. Die erwähnten Gesteinstypen stehen zu einander nicht in dem Verhältnisse bestimmter Niveaus, sondern hängen durch vielfache Wechsellagerungen oder Gesteinsübergänge innig mit einander zusammen. Die Identificirung dieser Bildungen mit denjenigen von Istebna in Schlesien, nach welchen bekanntlich Hohenegger das Niveau benannte, rechtfertigt sich, wie schon im Abschnitte 1 erwähnt wurde, durch den Umstand, dass wir uns hier in der directen Streichungsfortsetzung der letztgenannten und wie diese im unmittelbaren Hangenden des Godulasandsteines befinden. Die Zugehörigkeit unserer Istebnaschichten zur Kreideformation ist durch den von Hohenegger bei Tyhanec darin gefundenen Ammoniten gerechtfertigt, die speciellere Deutung als obere Kreide durch die regelmässige Lage über dem Godulasandsteine, zwischen diesem und dem Alttertiär, sehr wahrscheinlich gemacht.

c) Javorniksandstein. Die Gesteine, welche in der Gegend östlich von Wisowitz über Prlow an den Javornik nach Minaržikem ziehend, die Kammlinie des sogenannten Javornikgebirges zusammensetzen, glaubte ich aus mehrfachen Gründen von den sonst in dieser Gegend herrschenden Alttertiärgebilden abtrennen zu sollen. Sie er-

innern petrographisch vielfach — wenn auch nicht immer und überall — an Istebnaschichten; sie ragen mit antiklinaler Schichtenstellung aus dem jederseits von ihnen abfallenden Alttertiär hervor und stehen zu demselben in dem nämlichen Verhältnisse wie die Istebnaschichten der Rožnauer Gegend, daher ich mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit in denselben einen südlichen Gegenflügel der nördlichen Zone von Istebnaschichten, ein Wiederauftauchen der oberen Kreide in der Masse des Alttertiärs vermuthen zu dürfen glaube. Die Möglichkeit, dass diese Gesteine nichtsdestoweniger noch zum Alttertiär gehören — in welchem Falle sie die tiefste der hier entwickelten Etagen desselben repräsentiren würden — soll aber durchaus nicht apodiktisch in Abrede gestellt werden.

d) Die Sandsteine des Zuges Hluk-Sudoměřitz und des Grenzzuges Vlarapass-Strany. Eine ähnliche Aufbruchswelle innerhalb des Gebietes des Alttertiärs wie die Javorniksandsteine, jedoch nicht im Streichen dieser letzteren, stellt die Gesteinszone dar, die westlich von Hluk beginnt, südwestlich über Lhota Ostra fortsetzt, östlich von Wessely einige isolirte, dem Gebirgsrande vorliegende Hügel bildet, in dem breiten Auswaschungsthale der Velečka verschwindet, jenseits desselben, westlich von Tvarožna Lhota, wieder auftaucht, bei Strasnitz und Sudoměřitz den westlichen Gebirgsrand zusammensetzt und bei Skalitz an der Neogen- und Diluvialniederung plötzlich abbricht. Die Gesteine der Zone sind vielgestaltig, durchaus aber zeigen sie Typen, die der Hauptmasse des Alttertiärs der Gegend fremd sind. Bei Hluk finden sich gelblich weisse, Fucoiden führende Kalkmergel, am Borkiberge bei Wessely helle, muschelig brechende, mit braunem Geäder durchzogene Kalkmergel, die den Ruinenmarmoren unseres Kahlengebirges vollkommen gleichen. Weiter südwestwärts stellen sich dann mehr sandige Bildungen ein, blaugraue, feste Sandsteine vom Typus der Wiener Sandsteine, harte, dünn spaltbare Sandsteinschiefer, braune kalkige Sandsteine mit geradlinigen, weissen Kalkspathadern etc. Lichte gelbliche Mergelkalke finden sich allerorts noch mit den Sandsteinen vergesellschaftet und ausser diesen lichte, oft ganz weiss verwitternde Mergel, die an Puchower Mergel, sowie auch an gewisse Mergel erinnern, die von v. Mojsisovics und mir in der Arva beobachtet und übereinstimmend als das Liegende der im Klippengebiete vielfach verbreiteten fossilreichen Neocom-Kalkmergel erkannt worden waren. Das Alttertiär fällt in der Umgebung des nördlichen Theiles dieser Zone mantelförmig von demselben ab und in der nordöstlichen Streichungsfortsetzung der Welle, wo die tieferen, den Kern bildenden Glieder nicht mehr durch Aufbruch blossgelegt sind, zeigt sich noch auf ziemliche Erstreckung antiklinale Schichtenstellung des Alttertiärs. Am ganzen Südostrande der Zone sind die Gesteine derselben von südöstlich fallenden, typischen Alttertiärgebilden überlagert. Genau dieselben Sandsteine, wie im südlichen Theile dieser Zone bei Strasnitz und Sudoměřitz, namentlich die charakteristischen bräunlichen, mit geradlinigen Kalkspathadern durchzogenen Sandsteine, sowie die festen Sandsteine vom Wiener Sandstein-Typus herrschen, ebenfalls vielfach mit lichten Mergeln und Mergelkalken vergesellschaftet, auch in dem Höhenzuge, der um den Vlarapass entwickelt ist, südwestlich von diesem

nach Ungarn hinübertritt, bei Hrosinkau wieder nach Mähren eintritt, von hier dann südwestwärts über den Stranypass fortstreicht und in der Nähe des Welkapasses wieder das Land verlässt. Der Zug begleitet in der angedeuteten Erstreckung grösstentheils (wenn auch nicht durchgehends) die mährisch-ungarische Landesgrenze, so dass ich die Gesteine desselben im Contexte der vorliegenden Mittheilung gewöhnlich als „Sandsteine des Grenzgebirges" (im engeren Sinne) bezeichnete. Ob auch die höchsten Theile des Javořinagebirges, die allerdings im Streichen des Zuges liegen, aus ebendahin gehörigen Gesteinen bestehen oder ob hier vielleicht schon wieder eine Auflagerung jüngerer (alttertiärer) Sandsteine vorliegt, kann ich nicht mit Sicherheit bestimmen. Die Zutheilung der uns hier beschäftigenden Gesteine zur Kreideformation rechtfertigt sich durch deren Lagerungsverhältniss zum typischen Alttertiär und durch ihre petrographische Beschaffenheit, die durchaus Typen zeigt, wie sie anderwärts — namentlich im ungarischen Klippengebiete — in sicher cretacischen Niveaus auftreten. Besonders bemerkenswerth erscheint mir das Auftreten des sonst in den Westkarpathen bisher nirgends beobachteten Ruinenmarmor-ähnlichen Typus im Zusammenhalte mit dem Umstande, dass die Fortsetzung der Streichungsaxe der Hluk-Sudoměřitzer Zone jenseits der Unterbrechung durch die Marchniederung genau auf unser Kahlengebirge hinweist, das mit seinen zahlreichen Lagen von Ruinenmarmor durch vielfache Inoceramen-Funde als sicher cretacisch constatirt ist. Die Schichten von Sudoměřitz-Hluk und die mit ihnen petrographisch identischen „Sandsteine des Grenzgebirges" erscheinen mir demnach als sehr wahrscheinliche Analoga und directe Fortsetzung der cretacischen Theile der bei Wien abbrechenden Wiener Sandsteinzone und enthalten möglicherweise einen Complex verschiedener Kreideniveaus, zu deren specielleren Bestimmung jedoch die Verhältnisse unseres mährisch-ungarischen Grenzgebirges keine Anhaltspunkte boten.

Auf der geologischen Karte von Mähren und Schlesien von F. Foetterle (herausgegeben vom Werner-Vereine. 1866) erscheint von den bisher erwähnten, der Kreide zugezählten Gliedern der Godulasandstein bereits in ähnlicher Weise begrenzt und ausgeschieden, wie bei meiner Aufnahme. Die Zone der Istebnaschichten ist auf dieser Karte nur in ihrem östlichen Theile eingetragen, während der westliche Theil derselben fehlt, resp. in der Hauptmasse der im Allgemeinen als eocän eingezeichneten Karpathensandsteine verschwindet. „Javornik-sandsteine" und „Sandsteine des Grenzgebirges" sind nicht ausgeschieden. Bemerkenswerth ist, dass das südliche Ende des Zuges Hluk-Sudoměřitz östlich von letztgenanntem Orte auch auf dieser Karte schon mit der Farbe der Kreideformation eingezeichnet erscheint, allerdings ohne dass in den bezüglichen Publicationen Foetterle's eine Motivirung dieser Ausscheidung zu finden wäre.

Auf der v. Hauer'schen geologischen Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie (Wien 1867—1871), welche im Uebrigen bezüglich des hier behandelten Gebietes der Foetterle'schen Karte so ziemlich folgt, ist dagegen die letztgenannte Zone bei Sudoměřitz als alttertiär eingetragen. Die Karte folgte damit wohl nur der damals herrschenden Anschauung, nach welcher so ziemlich der ganze karpa-

thische Flysch als alttertiär galt. Sind doch auf dieser Karte sogar die zahlreichen und weitverbreiteten Züge jener Gesteine Galiziens (Ropianka- und Ropaschichten), deren cretacisches Alter durch spätere Auffindung von Inoceramen und Ammoniten ausser Zweifel steht, noch sämmtlich als oligocäne Amphysilenschiefer eingezeichnet. Die Erklärung dieses alten Irrthums ist ziemlich leicht zu finden. Die Züge dieser älteren (cretacischen) Flyschgesteine Galiziens bezeichnen Faltenaufbrüche und alte Tiefenlinien, in welche das transgredirende Oligocän in den meisten Fällen eindringen konnte; daher finden wir gerade im Bereiche dieser Züge so vielfach die oligocänen Menilit- oder Amphysilenschiefer im unmittelbaren Contacte mit den Inoceramenschichten, grössere oder kleinere Schollen oder auch (in Folge der bekanntermassen bis in die Neogenzeit fortdauernden Faltung) tief eingefaltete Partien in dem Verbreitungsgebiete derselben darstellend. Ich selbst habe beispielsweise bei Ropa aus der Tiefe eines in Inoceramen-führenden Schichten angelegten Petroleumschachtes typische gestreifte Hornsteine der Menilitschiefer herausfördern sehen, wodurch die wirkliche Existenz solcher tiefer Einfaltungen wohl zweifellos erwiesen ist.

Solchen Vorkommnissen einen zu grossen Werth für die Deutung ganzer Zonen beigelegt zu haben, war der Fehler der älteren Anschauung. Ich darf wohl mit einiger Befriedigung darauf hinweisen, dass ich (schon im Jahre 1876) der Erste war, der mit dieser Anschauung brach, die Ropiankaschichten von den Menilitschiefern trennte, dieselben (noch lange vor der Auffindung der bestätigenden Kreidefossilien) der Kreideformation zuwies, und überhaupt den Grundsatz, dass man (auch ausserhalb der durch Hohenegger bekannten Gebiete Schlesiens) in der Flyschzone der Nordkarpathen auch mit cretacischen Bildungen zu rechnen habe, zur Geltung zu bringen suchte. Waren aber die Deutungsfehler unserer Vorgänger bei den ausserordentlich ausgedehnten Untersuchungsgebieten, die sie zu bewältigen hatten, und den vielfachen Schwierigkeiten, die die Flyschgeologie namentlich den ersten Pionnieren derselben darboten, wohl zu begreifen und zu entschuldigen, so ist es dagegen weit weniger zu verstehen, dass dieselben alten Fehlerquellen, welche zur Missdeutung der galizischen Inoceramenschichten geführt hatten, und die wir für überwunden hielten, auch in neuerer Zeit noch die Arbeiten jüngerer Fachgenossen hier und da beeinflussen. Die bezüglichen Irrthümer werden zwar, wie eine Betrachtung unserer Flyschliteratur des letzten Decenniums in sehr lehrreicher Weise ergibt, nach längerem oder kürzerem Festhalten in der Regel wieder zurückgezogen; wünschenswerth wäre es aber doch, wenn das, nun doch schon endlich zur Genüge als schädlich erwiesene Princip, um jeden Preis überall im Flysch Oligocän sehen zu wollen, nicht immer wieder von Neuem auftauchen, nicht immer wieder neue Controversen provociren würde.

B. Alttertiäre Karpathensandsteine.

a) Untere Abtheilung. Die hierher gehörigen Bildungen, die den überwiegend grössten Theil unseres Gebietes zusammensetzen, treten

in zwei, petrographisch sehr verschiedenen, aber doch innigst verbundenen Erscheinungsformen auf. Die eine besteht aus einer raschen Wechsellagerung von Mergelschiefern mit gewöhnlich dünnen Bänken von schaligen hieroglyphenreichen Kalksandsteinen, in welchen als dritter Bestandtheil häufig auch Lagen von feinen bis groben Quarzsandsteinen eingeschaltet sind. Untergeordneter tritt auch Thoneisenstein, sowie (an einigen wenigen Punkten) die weiter im Westen zu mächtigerer Entwicklung gelangende Facies stark kieseliger Schiefer (sogenannter „Menilitschiefer") in diesem Niveau auf. Den oben charakterisirten Complex bezeichneten wir als „Obere Hieroglyphenschichten" (vergl. Fig. V in Abschn. 4 und Fig. VII in Abschn. 5). Durch das Anschwellen der erwähnten Quarzsandsteinbänke zu selbstständigeren Massen entsteht der zweite Typus, die „Sandsteine der oberen Hieroglyphenschichten", wie sie in den Sandsteinen des Höhezuges der Teufelsteine und der Makitta, des Končita-Gebirges, der Luhatschowitzer Berge etc. entwickelt sind. Von letzterer Berggruppe, in welcher diese Sandsteine besonders typisch entwickelt sind, könnte man sie auch, wenn man Localnamen vorzieht, „Luhatschowitzer Sandsteine" benennen. In den erwähnten schieferarmen Sandsteingebirgen treten sehr verschiedenartige Sandsteinvarietäten auf; prävalirend, oder doch wenigstens in allen Zügen stellenweise markirt, erscheint aber ein lichter, poröser Sandstein, der im Allgemeinen fein- oder mittelkörnig, zuweilen durch Aufnahme grösserer Quarzkörner alle Uebergangsstadien bis zum groben Quarzconglomerate zeigt. In letzterem Falle treten denn auch krystallinische Schiefergeschiebe hinzu. Mir scheint in diesen Sandsteinen ein ziemlich nahes Analogon der galizischen „Cienskowitzer Sandsteine" vorzuliegen. An Fossilresten wurden mir aus dieser Abtheilung nur einige kleine und nicht näher bestimmbare Nummuliten bekannt, die sich in dem, den Istebnaschichten sich unmittelbar anschliessenden Zuge von oberen Hieroglyphenschichten im Thal der Rožnauer Beczwa fanden. Die linsenförmigen Hohlräume der porösen Luhatschowitzer Sandsteine halte ich nicht für von Nummuliten herrührend. Aus dem, dem Luhatschowitzer Sandsteine untergeordneten Thon gibt Prof. Ržehak (Makowski, Das Salzbad Luhatschowitz. Verhandl. d. naturf. Vereins in Brünn, XXV. B.) einige kieselschalige Foraminiferen an *(Haplophragmium aff. globigeriniforme Park. Jon., Trochamina placentula Rz. n. sp.)*, aus denen sich jedoch für nähere Horizontirung der Ablagerung keine Schlüsse ziehen lassen.

b) Obere Abtheilung. Diese besteht vorwiegend aus dem altbekannten massigen Quarzsandsteine, der mit dem Namen „Magurasandstein" belegt zu werden pflegt und allerwärts in der karpathischen Flyschzone in den höheren Niveaus des Alttertiärs auftritt In unserem Gebiete besteht der Höhenzug Visoka-Javornik-Kelsky, der von diesem abzweigende, nördlich von Wsetin das Beczwathal kreuzende Sandsteinzug, ferner wahrscheinlich auch der Zug Čutek-Vrch-kopec nordöstlich von Klobouk und der Höhenzug des Lukow und Na končich aus Magurasandstein. Da Magurasandsteine und Sandsteine der unteren Abtheilung sich zuweilen ziemlich ähnlich sehen, so sind selbstverständlich locale Verwechslungen dieser beiden nicht in allen Fällen absolut ausgeschlossen. Die Magurasandsteine der westlichen Fortsetzung

des Visokazuges wurden seiner Zeit als „Marchsandsteine“ bezeichnet; da jedoch Foetterle in seiner oft citirten Publication auch die der Zone der Istebnaschichten angehörigen Sandsteine mit diesem Namen belegte, dieselben mit den böhmischen Quadersandsteinen verglich und überhaupt mit der Bezeichnung „Marchsandstein“ cretacische Bildungen bezeichnen zu wollen schien, so dürfte die Anwendung dieses, für so verschiedene Dinge bereits verwendeten Namens wohl besser ganz vermieden werden. Ausser dem Magurasandsteine enthält die obere Abtheilung des Alttertiärs in unserem Gebiete auch schieferige Bildungen. Wir finden solche im Thale der Wsetiner Beczwa bei Jablunka und Przno entwickelt. Sie enthalten verschiedenartige, den oberen Hieroglyphenschichten manchmal sehr ähnliche Schiefervarietäten, rothe Schieferthone und glimmerreiche Sandsteinschiefer, stehen mit dem Magurasandsteine durch Wechsellagerung in engem Zusammenhange und wurden deshalb von mir mit der Bezeichnung „Schiefer des Magurasandsteins“ belegt.

Dies wäre also die Gliederung der Karpathensandsteine unseres Gebietes. Die näheren Motivirungen und Nachweise für dieselbe finden sich in den voranstehenden Localschilderungen.

Mit Bezug auf die Faciesverhältnisse sehen wir die hier erwähnten Gebilde in zwei Haupttypen zerfallen: einen schieferig-plattigen und einen sandig-massigen; und zwar wiederholt sich das Verhältniss dieser beiden zu einander viermal in der nämlichen Weise. Die Ellgother Schichten verhalten sich zum Godulasandsteine genau so, wie die Istebner Schiefer zum Istebnasandstein, die oberen Hieroglyphenschichten zum Luhatschowitzer Sandstein, die Schiefer des Magurasandsteines zum Magurasandstein. So haben wir in jedem dieser Niveaus Gebilde, die im Vergleiche zu solchen anderer Niveaus nahezu isopisch, im Vergleiche mit ihren isochronen Gebilden aber heteropisch sind, und dieser Umstand war es, der das Studium der Karpathensandsteine stets zu einem so ausserordentlich schwierigen gestaltete.

Was den tektonischen Bau unseres Gebietes betrifft, so zeigt derselbe im Westen vorwiegend wellenförmige Schichtenstellungen bei mässiger Steilheit der Schichten und südwest-nordöstlichem Streichen. Markirter prägen sich die tektonischen Verhältnisse bei zunehmender Steilheit der Schichten im Osten des Gebietes aus. Zwischen dem Radhost-Gebirge und der Linie Karlowitz—Wsetin herrscht (von einigen wenigen localen Irregularitäten abgesehen) synklinale oder muldenförmige Schichtenstellung, wobei die Magurasandsteine des Visokazuges und die dazu gehörigen Schiefer von Jablunka die Muldenmitte einnehmen. Dann folgt gegen Süden nach einigen kleineren localen Schichtenknickungen im Thale der Wsetiner Beczwa die Antiklinallinie des Javornikgebirges. Südlich von dieser herrschen dann zahlreiche grössere und kleinere Faltungen und Knickungen, bis endlich die Alttertiärschichten am Rande der „Sandsteine des Grenzgebirges“, oder wenn man es anders ausdrücken will, am Rande der Sandsteine der Klippenhülle mit einer Bruchlinie abstossen. Da die Godulasandsteine des Radhostgebirges den Südrand der nördlichen (schlesischen) Klippenzone repräsentiren, so erscheint unser mährisch-ungarisches Grenzgebirge als ein, zwischen den beiden Klippengebieten zusammengeschobenes Faltensystem, dessen

Schichten sich am Südrande der nördlichen Klippenzone regelmässig anlagern, während sie an der südlichen (ungarischen) Klippenzone unregelmässig abbrechen.

Vergleichen wir schliesslich die Entwicklung der Flyschgebilde unseres Gebietes mit dem östlicheren Theile der Karpathensandsteinzone, so finden wir das Alttertiär ziemlich ähnlich entwickelt und gegliedert, wie in Galizien, und die dort als „mittlere Gruppe", „Jamnasandstein" etc. bezeichneten cretacischen Gebilde finden hier ihre Analoga im Godulasandsteine, im Istebnasandsteine und vielleicht auch im Javorniksandsteine. Sehr bemerkenswerth erscheint es, dass die in Galizien so weit verbreiteten Inoceramenschichten (Ropianka- und Ropaschichten) in unserem Gebiete gänzlich fehlen. Dieser Umstand scheint mir für die in letzter Zeit vielfach ventilirte Frage, ob diese Inoceramenschichten der unteren oder der oberen Kreide beizuzählen seien, von einiger Bedeutung. Wären dieselben obere Kreide, dann müssten sie wohl in der langen Erstreckung zwischen den Gebirgszügen des Radhost und der Visoka, wo wir eine regelmässige, in mehreren Profilen gut aufgeschlossene Lagerfolge vom Godulasandsteine über eine Zone von Istebnaschichten bis in das Alttertiär kennen lernten, irgendwo in dieser Lagerfolge sich einschalten. Dies ist jedoch nicht der Fall, wogegen wir nördlich im Liegenden des Godulasandsteins (ausserhalb unseres Gebietes) in den oberen Teschner Schiefern, den plattigen und schieferigen Partien der Grodischter Schichten und den Hieroglyphen-führenden Lagen der Wernsdorfer Schichten Bildungen kennen, die diesen Inoceramenschichten petrographisch wenigstens sehr nahe stehen, und sogar auch Inoceramen enthalten, wie einige aus den Thoneisensteinen der Wernsdorfer Schichten stammende Stücke unseres Museums beweisen.

Es ist übrigens hier wohl nicht der Ort, die Frage nach der näheren Horizontirung galizischer, in unserem Gebiete nicht vorkommender Gebilde des Breiteren zu erörtern. Ich begnüge mich mit obigem kurzen Hinweise, wie ich überhaupt in vorliegender Mittheilung durchaus bestrebt war, die zuweilen unvermeidliche Bezugnahme auf schwebende Controversen unserer Wissenschaft möglichst auf ein Minimum zu reduciren.

Es sollte, mit Vermeidung aller längeren polemischen Erörterungen, in dieser Arbeit nur ein möglichst leicht benützbarer Beitrag zur topischen Geologie unseres Vaterlandes geboten werden.

Inhalt.

	Seite	
Einleitung	447	[1]
Orographische Uebersicht	451	[5]
Hydrographische Uebersicht	453	[7]
1. Die Gegend von Althammer an der mährisch-schlesischen Grenze	459	[13]
2. Das Thal der Rožnauer Beczwa; die Gegend von Rožnau; das Kalkvorkommen von Lauczka	463	[17]
3. Die Thäler der Wsetiner Beczwa und der Senica; das Javornik- und Makittagebirge	469	[23]
4. Von Lidečko an den Vlarapass	475	[29]
5. Das Držewnicathal	479	[33]
6. Das Olšawathal und die Gegend von Luhatschowitz	480	[34]
7. Die Gegend zwischen Ungarisch-Brod und dem Hrosenkauer Pass; die Andesitgebiete von Nezdenitz und Banow	486	[40]
8. Von Ungarisch-Ostra an den Stranypass	497	[51]
9. Von Wessely a. d. March an den Welkapass	498	[52]
10. Der Gebirgsrand bei Strašnitz und Sudoměřitz	499	[53]
Anhang. Neogen und Diluvium am Westabhange des mährisch-ungarischen Grenzgebirges	502	[56]
Schlussbemerkungen	506	[60]
Gliederung. *A.* Cretacische Karpathensandsteine	506	[60]
B. Alttertiäre „	510	[64]
Facies- und tektonische Verhältnisse	512	[66]
Schluss	513	[67]

Analyse des Mineralwassers von Costalta im Pinéthal, Südtirol.

Von **A. Devarda.**

Eine Stunde weit vom Dorfe Miola, an dem nördlichen Bergabhange von Costalta, im sogenannten „Tofthale", tritt eine von den dortigen Bewohnern „Mineralquelle von Costalta" genannte Stahlquelle zu Tage.

Obgleich neben der eigentlichen Hauptquelle noch einige, allerdings minder ergiebige kleinere Quellen vorhanden sind, wird dermalen doch nur das Wasser der ersteren benützt und wurde auch blos dieses untersucht. Die Ausnützung des ganzen Quellengebietes, welches ein räumlich ziemlich ausgedehntes ist und als ein wasserreiches bezeichnet werden darf, würde allerdings eine reichliche Menge dieses Stahlwassers liefern; allein das Aufsammeln aller Quellen könnte nur durch grössere Opfer erreicht werden, da das Terrain selbst ein ungünstiges ist, und die schmale Thalsohle, worin die Quellen auftreten, in Folge der in letzteren Jahren stattgefundenen Ueberschwemmungen mit bedeutenden Massen von Schutt und Gerölle bedeckt ist.

Bei den von mir am 29. September 1889 an der Hauptquelle vorgenommenen Arbeiten ergab sich ein Wasserausfluss von 50 bis 60 Liter per Stunde, welches Quantum jedoch, meinem Erachten nach, durch eine einfache entsprechende Erweiterung der Quelle beträchtlich erhöht werden könnte.

Die Temperatur des Wassers am 29. September, 12 Uhr Mittags, war 8·7° C., während die der Luft 9·2° C. betrug, bei einem Barometerstand von 664 Millimeter.

Das Wasser ist farblos, geruchlos und von mildem Eisengeschmack. Wegen seines verhältnissmässig geringen Gehaltes an freier Kohlensäure trübt sich dasselbe jedoch schon nach kurzer Zeit und scheidet einen röthlichen, ockerartigen, hauptsächlich aus Eisenoxydhydrat bestehenden Niederschlag ab. Das filtrirte Wasser hält sich dann monatelang klar und zeigt bei 17·5° C. ein specifisches Gewicht von 1·000675. Der von 1 Liter Wasser ausgeschiedene Niederschlag beträgt 28·01 Milligramm. Der erstere Umstand der leichten Alteration macht dieses Mineralwasser ohne einen chemischen Zusatz für den Transport beinahe unbrauchbar und lässt nur den Gebrauch desselben an Ort und Stelle zu, da dasselbe durch diese beträchtliche Ausscheidung fixer Bestandtheile, gerade seines werthvollen Bestandtheiles des Eisens, beraubt wird.

Das Wasser ist völlig frei, sowohl von Salpetersäure als salpetriger Säure, ebenso von Ammoniak, Schwefelwasserstoff und Schwefelmetallen. Das vom Bodensatze abfiltrirte Wasser einerseits, sowie der Bodensatz für sich andererseits wurden nach Fresenius' Methode untersucht, dabei die Bestimmungen aller einzelnen Bestandtheile wiederholt vorgenommen und die gut übereinstimmenden Mittelzahlen angeführt.

Ein Liter filtrirtes Wasser enthält:

Chlornatrium	1·40	Milligramm
Schwefelsaures Kali	4·37	„
„ Natron	21·42	„
Schwefelsauren Kalk	549·66	„
Kohlensauren Kalk	10·66	„
Kohlensaure Magnesia	68·25	„
Kohlensaures Eisenoxydul	1·38	„
„ Manganoxydul	4·05	„
Kieselsäure	16·82	„
Summe d. fixen Bestandtheile	678·01	Milligramm.

In unbestimmbaren Mengen, also nur spurweise, enthält das Wasser ferner noch: Lithium und Kupfer.

Der von einem Liter Wasser ausgeschiedene Niederschlag beträgt 28·01 Milligramm und besteht aus:

Eisenoxyd	20·246	Milligramm
Thonerde	5·875	„
Kieselsäure	1·010	„
Summe	27·131	Milligramm.

In diesem ausgeschiedenen Rückstande sind ausserdem äusserst geringe Mengen von Gyps und Magnesia vorhanden.

Wenn man nun die von dem Wasser ausgeschiedenen Mengen Eisenoxyd als kohlensaures Eisenoxydul und die Thonerde als kieselsaure Thonerde umrechnet und zu den entsprechenden, in dem filtrirten Wasser gefundenen Bestandtheilen addirt, erhält man die folgende Zusammensetzung, welche dieses Mineralwasser unmittelbar an der Quelle besitzt.

Chlornatrium	1·40	Milligramm
Schwefelsaures Kali	4·37	„
„ Natron	21·42	„
Schwefelsaurer Kalk	549·66	„
Kohlensaurer Kalk	10·66	„
Kohlensaure Magnesia	68·25	„
Kohlensaures Eisenoxydul	30·73	„
„ Manganoxydul	4·05	„
Kieselsaure Thonerde[1])	16·14	„
Kieselsäure	7·65	„
Summe d. fixen Bestandtheile	714·33	Milligramm.

[1]) Die zur Bindung der Thonerde zu kieselsaurer Thonerde nöthige Menge Kieselsäure wurde selbstverständlich von der in dem filtrirten Wasser gefundenen freien Kieselsäuremenge abgezogen.

Gesammt-Kohlensäure . . . . 132·20 Milligramm.
Gebundene „ . . . . . 53·65 Milligramm
Halbgebundene Kohlensäure . . . . . 53·65 „
Summe der gebundenen und halbgebundenen Kohlensäure . . . . . 107·30 Milligramm.
Freie Kohlensäure . . . . . 24·90 Milligramm.

Die vorliegende chemische Zusammensetzung charakterisirt dieses Wasser von Costalta als eine „Stahlquelle". Nach den geringen Mengen freier Kohlensäure und des Gesammtrückstandes, welche das Wasser enthält, würde man dasselbe auf den ersten Blick und im Vergleiche zu anderen ähnlichen Mineralwässern für ein sehr schwaches und armes halten. Wenn man aber die Verhältnisse der einzelnen Bestandtheile desselben zum Gesammtrückstande in's Auge fasst, gelangt man zur Ueberzeugung, dass dieses Wasser unter den bekannten Stahlquellen nicht den letzten Platz einnimmt.

Zur Stütze dieser Behauptungen, und um in rationeller Weise einen Vergleich über die Zusammensetzung und den Charakter des vorliegenden Stahlwassers mit einem sehr bekannten, demselben Typus angehörigen Wasser machen zu können, sei hier die Analyse der Costaltaquelle gegenübergestellt der Analyse der Leliaquelle in Recoaro, welche letztere von Prof. Bizio in Venedig publicirt wurde.

	Costaltaquelle	Leliaquelle Recoaro
	Milligramm	
Chlornatrium	1·40	—
Chlormagnesium	—	5·13
Schwefelsaures Kali	4·37	15·62
„ Natron	21·42	32·57
„ Ammon	—	8·05
Schwefelsaurer Kalk	549·66	1243·16
Schwefelsaure Magnesia	—	660·27
Schwefelsaures Strontium	—	0·16
Kohlensaurer Kalk	10·66	769·33
Kohlensaure Magnesia	68·25	4·17
Kohlensaures Eisenoxydul	30·73	46·24
„ Manganoxydul	4·05	3·22
Aluminiumphosphat	—	0·17
Aluminiumsilicat	16·14	—
Kieselsäure	7·65	12·71
Summe der fixen Bestandtheile	714·33	2800·80
Gebundene und halbgebundene Kohlensäure	107·30	359·45
Freie Kohlensäure	24·90	1462·17

Von dem Kohlensäuregehalt einer Stahlquelle hängt natürlich ihre Haltbarkeit und ihr erfrischender angenehmer Geschmack ab. Was die Haltbarkeit des Costaltawassers anbelangt, haben wir schon erwähnt, dass dieselbe eine geringe ist, und das Wasser hierdurch nur für den Genuss an Ort und Stelle brauchbar erscheint; der Geschmack desselben dagegen ist trotz der geringen Menge der in demselben gelösten freien Kohlensäure durch die vorhandenen Alkalisalze ein sehr angenehmer und zum Trinken einladender.

Die Summe der fixen Bestandtheile des Costaltawassers von 714·33 Milligramm pro Liter gegenüber jener von 2800·8 Milligramm pro Liter des Recoarowassers ist allerdings sehr gering; allein in jenem 714·33 Milligramm Rückstande sind 30·73 Milligramm kohlensaures Eisenoxydul und 4·05 Milligramm kohlensaures Manganoxydul enthalten, also beinahe ebensoviel als in dem 2800·8 Milligramm Rückstande des Recoarowassers mit 46·24 Milligramm kohlensaures Eisenoxydul und 3·22 Milligramm kohlensaures Manganoxydul. Man sieht daraus, dass das Costaltawasser beinahe ebensoviel von den wichtigen therapeutischen Bestandtheilen der Stahlquellen enthält als die gleiche Menge Recoarowasser und daher auch die Heilwirkung jenes gleich diesem zu stellen ist.

Es ist daher, da beide Mineralwässer zu den gypshältigen zu zählen sind, dem Costaltawasser entschieden der Vorzug zu geben, da der Umstand nicht unberücksichtigt bleiben darf, dass das Recoarowasser allerdings reicher an gelösten fixen Substanzen ist, als die Quelle von Costalta; aber dieses Mehr an gelösten Bestandtheilen wird fast ausschliesslich nur vom Gyps aufgebracht, einem Salze, dessen Gegenwart in einem Wasser nichts weniger als zur leichteren Verdaulichkeit desselben beiträgt. Dieser Umstand verdient wohl umsomehr Würdigung, als es sich um einen Gesundbrunnen handelt, der von Kranken und Personen schwächlicher Natur genossen werden soll.

Ueber einige Säugethierreste aus den Miocänschichten von Feisternitz bei Eibiswald in Steiermark.

Von **A. Hofmann.**

(Mit Tafel IV.)

In den Jahren 1868—69 machte uns Peters in seiner meisterhaften Arbeit „Zur Kenntniss der Wirbelthiere aus den Miocänschichten von Eibiswald in Steiermark" mit der Fauna dieser Ablagerung bekannt, seither erlangte jedoch dieselbe keine weitere Bereicherung.

Im Jahre 1875 beschreibt V. Radimsky „Das Wieser Bergrevier" [1]) und erwähnt auch der Schichten und des Flötzes von „Feisternitz", aus welchen beiden die hier zu besprechenden Erfunde herrühren.

Radimsky schreibt auf pag. 80:

„Das Kohlenflötz von Eibiswald ist dem niedrigen Hügelterrain eingelagert, welches am rechten Ufer des Saggabaches von Eibiswald gegen Feisternitz zieht, streicht von West gegen Ost nach Stunde 6 bis 7 und fällt nördlich ein.

Seine grösste Ausdehnung dem Streichen nach kann mit circa 1600 Klaftern, dem Einfallen nach mit circa 500 Klaftern angenommen werden.

Das Einfallen ist in dem westlichen oder Eibiswalder Flötzflügel viel flacher als in dem östlichen oder Feisternitzer Flügel des Flötzes. An den südlichen Ausbissen zeigt sich das Flötz durchaus etwas aufgerichtet, bei Eibiswald bis zu 10 Graden."

Aus dieser kurzen Beschreibung geht hervor, dass das Feisternitzer Flötz eigentlich mit dem Eibiswalder ident ist und dass die in der Folge zur Beschreibung gelangenden Reste auch wieder nur als eine

[1]) Zeitschr. d. berg- u. hüttenm. Vereines für Kärnten. 1875, Jahrg. VII.

Erweiterung der Kenntnisse der Fauna von Eibiswald anzusehen seien, weshalb dieselben nur um so werthvoller und interessanter erscheinen müssen.

Alle Reste, *Steneofiber Jaegeri* ausgenommen, waren in der Kohle eingebettet, mithin stammen sie aus dem Kohlenflötze selbst, nur der ebenerwähnte Nager stammt aus dem Liegenden desselben.

Die Schichten von Feisternitz lieferten bis nun nur wenige bestimmbare Reste, nämlich:

Amphicyon intermedius Suess.
Steneofiber (Chalicomys) Jaegeri H. v. M.
Hyotherium Meissneri H. v. M.
Rhinoceros sp.

Alle diese in der Folge näher beschriebenen Reste werden in der paläontologischen Sammlung der k. k. Bergakademie in Leoben aufbewahrt.

Amphicyon intermedius Suess.

Taf. IV, Fig. 1—10.

Diese von Suess auf wenige Zähne und einige Zahnfragmente gegründete Art erlangt durch die vorliegenden Reste von Feisternitz eine Ergänzung.

Die Originale von Tuchořic, die Suess[1]) beschreibt und abbildet, sind Eigenthum der Lehrkanzel für Geologie und Paläontologie der deutschen Universität in Prag und wurden mir zum Vergleiche von Prof. Laube mit der grössten Bereitwilligkeit überlassen, wofür ich dem genannten Herrn meinen Dank ausspreche.

Alle Feisternitzer Reste dieser Art entstammen unzweifelhaft einem erwachsenen Individuum; leider erlitten sie, sei es durch Zufall oder Indolenz des Arbeiters, namhafte Beschädigungen.

So wurde der sicherlich complet vorhanden gewesene Schädel in Stücke gebrochen und blieben nur die grösseren und stärkeren Theile, welche die stark glänzenden Zähne tragen, vor Vernichtung verschont.

Der Versuch, die Schädelknochenfragmente zu einem Ganzen zusammenzustellen, misslang leider, da sich viel zu viele Lücken zeigten, um mit voller Sicherheit eine Restaurirung oder Reconstruction vornehmen zu können und zu dürfen.

Von der

Oberkiefer-Bezahnung

Taf. IV, Fig. 1.

ist der linke Eckzahn, die beiden Prämolarreihen, der linke Reisszahn mit dem darauf folgenden Molar, ein Fragment des M_1 rechts und M_2 complet erhalten.

[1]) Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1860. Bd. 39.

Der Eckzahn ist durch seitlichen Druck etwas deformirt, man erkennt jedoch deutlich, dass sich an der Innenseite zwei scharfkantige Längskiele befinden; der eine (rückwärtige) beginnt an der Spitze des *C*, der andere (vordere) einige Millimeter von der Spitze entfernt.

Der Schmelz des Eckzahnes ist nicht glatt, sondern fein gekörnelt und der rückwärtige Kiel sehr fein horizontal gestreift, welche Streifung durch feine Aus- und Einstülpungen des Schmelzbleches entsteht.

Die Höhe des Eckzahnes kann mit 36 Millimeter angegeben werden, nämlich von der Spitze bis zum Verschwinden des vorderen Kieles, wo dann der Wurzelhals anfängt.

Die Breite und Länge konnte nicht gemessen werden, eben wegen der Verdrückung des Zahnes.

Die Prämolare, geschützt durch den Eckzahn, zeigen keine Beschädigung; sie sind im Allgemeinen sehr klein, viel kleiner, als sich bei *Canis lupus* beobachten lässt.

Dem Eckzahne folgt ein einwurzeliger Pm_1, der annähernde Entfernung besessen haben mag, wie etwa bei *C. lupus*. Die Länge dieses Zähnchens misst 5·5 Millimeter, bei 4·0 Millimeter Breite und 4·5 Millimeter Höhe.

Die Aussenseite zeigt eine kaum merkliche Anschwellung, vorne und rückwärts in eine Art Kiel, vom Wurzelhalse bis zur Spitze auslaufend, die Innenseite ist concav, mit kaum merklicher Schmelzwulst an der Basis.

Der zweiwurzelige Pm_2 folgt dem eben beschriebenen Zähnchen in einer Entfernung von etwa 7 Millimeter; er stellt ein fast gleichseitiges Dreieck dar.

Die Aussenseite ist ziemlich stark gewölbt, die Wölbung ist in der Mitte der Zahnlänge am stärksten; der Uebergang zur Innenseite bildet eine Medianleiste.

Die Innenseite trägt in der Mitte einen stumpfen Kiel, indem das Schmelzblech in der Mitte etwas aufgetrieben, nach vorne und rückwärts jedoch eingebuchtet erscheint.

Der Pm_3 zeigt an der Innenseite eine deutliche, jedoch nicht so starke Basalwulst als bei *Canis lupus*, und ein Nebenzacken fehlt gänzlich.

Die	Länge	des	Pm_2	beträgt	10·0 Millimeter
„	Breite	„	„	„	4·5 „
„	Höhe	„	„	„	5·5 „

Der Pm_3 ist dem Pm_2 sehr ähnlich, nur ist die vom vorderen über die Spitze zum rückwärtigen Basalwulste verlaufende Medianleiste hinter der Hauptspitze unterbrochen, wodurch ein kaum merklicher Zacken entsteht; sonst ist der Bau wie bei Pm_2, ausgenommen die grösste Breite, die über der hinteren zweiten Wurzel sich befindet.

Der Basalwulst ist auch bei diesem Zahne, im Verhältniss zu jenem ähnlicher Arten, ein nur sehr schwacher.

Die Prämolare unterscheiden sich von den sonst sehr ähnlichen des *Dinocyon Goeriachensis* dadurch, dass sie keinen so bedeutenden inneren Basalwulst zeigen und alle die Vorder- und Hinterkante mehr oder weniger gleich lang besitzen, wo hingegen beim *Dinocyon Goeriachensis*

die Vorderkante stets kürzer erscheint, wie etwa bei *Canis lupus*; selbst Pm_1 nicht ausgenommen. Ausserdem sind die Prämolare mehr flach — von Aussen nach Innen —, wodurch die Medianleiste schärfer erscheint, also den Charakter eines Raubthieres mehr kennzeichnet, als dies bei *Dinocyon Goeriachensis* der Fall ist.

Das von Suess abgebildete Zahnfragment Taf. II, Fig. 6 *a—c*, und auf pag. 227, l. c. als Pm_3 oder Pm_4 gedeutet, gehört wegen seiner bedeutenden Höhe und Stärke entschieden nicht zu den Prämolaren, wie höchst wahrscheinlich überhaupt gar nicht dieser Art an.

Dem Pm_3 folgt in dem Schnauzenfragment, Taf. IV, Fig. 1 *R*, das Vorderstück des Reisszahnes mit dem inneren Talon, ist jedoch so unkenntlich, dass, wenn jener aus dem linken Oberkiefer nicht vorhanden wäre, ihm keine nennenswerthe Bedeutung beigemessen werden könnte; es ist jedoch durch denselben die thatsächliche Zahl der Prämolare — 3 — constatirt.

Der Reisszahn aus dem linken Oberkiefer, Taf. IV, Fig. 2—4, ist tadellos erhalten.

Dieser entspricht im grossen Ganzen jenem, welchen Suess auf Taf. II, Fig. 7 *a—b*, abbildet und beschreibt; der vordere Ansatz erscheint bei dem Feisternitzer Exemplare mehr abgetrennt und scharf, was jedoch auf die geringe Abnützung desselben zurückgeführt werden kann.

Seine Maasse in Millimeter sind folgende:

Reisszahn von	Länge	Breite	Höhe
Tuchořic	22	14	14
Feisternitz	23	13	14

Was nun die Molare betrifft, so sind die beiden Aussenhöcker des M_1 rechts, M_1 links und der complete M_2 rechts erhalten.

Der M_1 besass 21 Millimeter Länge, die Aussenhöcker sind von einander scharf abgetrennt und der vordere überragt den rückwärtigen um 4 Millimeter; der die beiden Höcker umgebende Basalwulst ist nur wenig entwickelt und die Zwischentuberkel kaum angedeutet.

Der auf Taf. IV, Fig. 5, abgebildete M_2 rechts besteht aus zwei Aussen- und zwei Innenhöckern, welch' letztere von einem mächtigen Basalwulste umgeben erscheinen.

Die zwei Aussenhöcker sind von einander weniger scharf getrennt als bei M_1 und näher aneinandergerückt, wobei der vordere den rückwärtigen um mehr als 2 Millimeter (Höhe) überragt.

Der vordere Innenhöcker ist halbmondförmig und der rückwärtige im Verhältniss sehr untergeordnet, warzenförmig. Ein gut entwickelter Zwischentuberkel befindet sich nur am Hinterrande des rückwärtigen Aussenhöckers, und kaum angedeutet auch am Vorderrande. Die Länge des M_2 misst 17 Millimeter und seine Breite 24 Millimeter.

Fasst man nun die sämmtlichen Charaktere, die sich aus den einzelnen Ueberresten der Oberkieferbezahnung ergeben, zusammen, so spricht die Wahrscheinlichkeit für die Gattung — *Amphicyon* — denn: Die Prämolare stehen weit von einander ab, sie sind klein und nieder, die Vorder- wie Hinterkante derselben steigt sanft an und zeigt nahezu

gleiche Länge, die Unterbrechung der Medianleiste, wodurch eine Höckerbildung bedingt wird, ist eine kaum merkliche, endlich ist der Basalwulst wenig entwickelt; es sind dies eben lauter Charaktere, die auf *Amphicyon* schliessen lassen.

Ziehen wir weiters noch die Molare in Betracht, so lassen sich diese weder mit der ähnlichen Gattung *Dinocyon* und noch weniger mit *Hyaenarctos* vereinigen.

Das Verhältniss der Backenzahnlänge zur Breite ist zu bedeutend, indem sich die Grundform stets eher der Dreiecksform, als der oblongen der ersten oder der fast quadratischen der letzteren angeführten Gattungen nähert.

Was nun die

Unterkiefer-Bezahnung

anbelangt, so ist ausser dem rechtseitigen Reisszahn, nur noch ein zweiwurzeliger Prämolar vorhanden, der wahrscheinlich hierher gehört.

Der Reisszahn Taf. IV, Fig. 6—8, entspricht gut dem Original von Tuchořic; derselbe ist etwas defect, denn der Innenhöcker erscheint abgerissen.

Im Grossen und Ganzen stimmt derselbe sowohl in Form wie in den Dimensionen, welche Suess, pag. 225 l. c. angibt, überein:

Reisszahn von	Länge	Breite
Tuchořic	27·0	14·0 Millimeter
Feisternitz	27·5	13·5 „

Der auf Taf. IV, Fig. 9—10, abgebildete zweiwurzelige Prämolar entspricht nach der Prämolarreihe des Oberkiefers dem unteren rechtseitigen Pm_3; er zeigt eine sehr ähnliche Form wie die *Pm* des Oberkiefers. Seine Länge beträgt 11 Millimeter und seine grösste Breite 5·5 Millimeter; der Basalwulst ist wenig entwickelt, an der Aussenseite kaum angedeutet, innen jedoch merklich. Ein Zacken an der Hinterkante fehlt.

Chalicomys (Steneofiber) Jaegeri H. v. M.

In einem grauen, dem Liegend des Feisternitzer Kohlenflötzes zugehörigen Schieferthone finden sich: Pm_4, M_1 und M_3 des rechten Unterkiefers; diese fast in allen Localitäten des steiermärkischen Miocäns bekannte Art fehlte mithin auch in diesen Schichten nicht.

Diese Zähne entsprechen vollkommen anderen Resten, wie z. B. jenen von Voitsberg, die ich in diesem Jahrbuche, 1887, pag. 215 beschrieben habe, weshalb von einer näheren Charakteristik abgesehen werden kann.

Rhinoceros sp.

Von diesem Genus liegt mir von Feisternitz nur ein einziges Fragment eines Molars des linken Unterkiefers vor.

Von einer näheren Bestimmung muss selbstverständlich abgesehen werden.

Hyotherium Meissneri H. v. M.

Diese, für Steiermarks Miocän neue Art wird durch einen zur Unkenntlichkeit zusammengedrückten Schädel repräsentirt. Die Schädelknochen lassen eine nicht einmal annähernde Bestimmung zu, wo hingegen der Erhaltungszustand der Bezahnung ein recht zufriedenstellender ist. Im rechten Oberkiefer sind: Pm_1, Pm_2 und die Molarreihe vorhanden; im linken der erste Schneidezahn, ein Fragment des Eckzahnes, dann Pm_1, Pm_2, Pm_4 und die complete Molarreihe.

Abgesehen von dem kräftigen Bau der, allerdings stark abgenützten Zähne, welche Abnützung in einem jedenfalls höheren Alter bedingt ist, als dies an dem bekannten Wiesbadener Reste [1]) beobachtet wurde, zeigt dieses Exemplar keine solchen Charaktere, die mit der Abbildung und Beschreibung H. v. Meyer, l. c. nicht in Einklang gebracht werden könnten.

Der erste Incisiv l. o. ist sehr stark, von hinten nach vorne etwas löffelartig gebogen, mit ausgehöhlter und mit einem Kiel verstärkter Innenfläche, ganz ähnlich wie I_1 bei *Hyotherium Soemeringi*; seine Länge beträgt 9·5 Millimeter, bei einer Breite von 9·0 Millimeter, am Wurzelhalse gemessen. Diesem folgten die zwei kleineren Schneidezähne, deren Vorhandensein nur durch undeutliche Wurzelfragmente markirt wird.

Eine Zahnlücke dürfte vorhanden gewesen sein, denn der Canin folgt in einem grösseren Intervall, als etwa die beiden Incisiven an Raum eingenommen haben mochten.

Von diesem oberen linken Eckzahn ist nur so viel erhalten, dass man allenfalls etwas über seinen Querschnitt und seine Längsdimensionen in's Klare kommt.

Dieser war wie bei *Sus scrofa* von polygonaler Form, von circa 14 Millimeter Länge, bei 10 Millimeter Breite.

Unmittelbar hinter dem Eckzahn kommt Pm_1 zum Vorschein; ein zweiwurzeliges dreieckiges Zähnchen von 10 Millimeter Länge und 5 Millimeter Breite, das jedoch an der rückwärtigen, längeren Kante keinen Ansatz oder Höcker zeigt, auch fehlt ihm der Basalwulst.

Der Pm_2 zeigt sowohl den Ansatz als auch den Basalwulst, wenn auch nur in sehr schwacher Ausbildung.

Die weiteren *Pm* und die Molarreihe stimmen mit jenen von Wiesbaden ganz gut überein, insoweit eben ein Vergleich bei den sehr stark abgeriebenen Molaren möglich ist, während die weniger abgenützten Prämolare dem Baue nach eine vollkommene Uebereinstimmung zeigen.

Die Grössenverhältnisse differiren etwas, wie aus der nachfolgenden Tabelle zu ersehen ist; die Schwankungen sind jedoch für einen Suiden ganz unbedeutend.

Die Dimensionen betragen in Millimetern:

---

[1]) H. v. Meyer, Jahrb. d. Vereines f. Naturk. im Herzogthum Nassau. 1850.

H. Meissneri H. v. M.		Pm_1	Pm_2	Pm_3	Pm_4	M_1	M_2	M_3
Von Spelzmühle bei Wiesbaden	Länge	—	—	12·0	9·5	12·0	14·0	16·0
	Breite	—	—	7—10	12·0	12·5	14·5	14—11·0
Von Feisternitz	Länge	10·0	12·5	14·5	9·5	12·0	15·0	17·0
	Breite	5·0	6·0	8·0	13·0	14·5	15·0	16·0—13·0

Nachdem das Feisternitzer Flötz, wie Eingangs angeführt, als eine Fortsetzung des Eibiswalder Flötzes angesehen werden muss, so ist es auch gerechtfertigt, wenn ich jene Reste von Eibiswald mit diesen vereinige und als Fauna von Eibiswald zusammenfasse.

Es fanden sich mithin bis nun in den Eibiswalder Schichten und im Kohlenflötze folgende Säugethierarten vor:

Amphicyon intermedius Peters.
" " *Suess.*
Viverra miocenica Peters.
Chalicomys (Steneofiber) Jaegeri H. v. M.
Mastodon angustidens Cuv.
? Anchitherium aurelianense Cuv. sp.
Acerotherium austriacum Peters.
Rhinoceros sansaniensis Lart.
Palaeomeryx cf. Bojani H. v. M.
Hyotherium Soemeringi H. v. M.
" *Meissneri H. v. M.*

Tafelerklärung zu Tafel IV.

Amphicyon intermedius Suess.

Fig. 1. Schnauze, Seitenansicht.
„ 2. Reisszahn des linken Oberkiefers von Oben.
„ 3. „ „ „ „ mit M_1 von Innen.
„ 4. „ „ „ „ von Aussen.
„ 5. Zweiter Molar des rechten Oberkiefers.
„ 6. Reisszahn des rechten Unterkiefers von Aussen.
„ 7. „ „ „ „ „ Innen.
„ 8. „ „ „ „ „ Oben.
„ 9. Dritter Prämolar des rechten Unterkieferastes von Aussen.
„ 10. „ „ „ „ „ „ Innen.

Beiträge zur Kenntniss der Gesteine und Erzlagerstätten des Weissenbachthales in Oberkärnten.

Von **Dr. Richard Canaval.**

Unter den Thälern Kärntens dürften nur wenige sich durch das Auftreten so verschiedenartiger Erzlagerstätten auszeichnen, als das Thal, welches der Weissenbach vom Weissensee aus durchfliesst, um seine Wässer schliesslich bei Feistritz nächst Paternion mit jenen der Drau zu vermengen.

Die geologischen Verhältnisse dieses Thales sind, wenn auch local complicirter, doch im Grossen und Ganzen ziemlich einfach.

Von der Einmündung des Tiebelbaches in den Weissenbach angefangen bis nach Duel im Drauthale, ist das Bett des Weissenbaches in Phylliten eingetieft, welche bei sehr veränderlichem, oft rein westöstlichem Streichen, bald mehr, bald minder steil nach Süden einfallen, local auch ganz saiger stehen. Es setzen diese Phyllite, welche bei Schippach, südlich Spital von Glimmerschiefern, Hornblendeschiefern und Gneissen unterteuft werden, die Stöcke von Magnetkies mit etwas Kupfer und Eisenkies beherbergen, das am linken Gehänge des Weissenbachthales, zwischen diesem und dem Drauthale sich erhebende Gebirge zusammen.

Petrographisch sind diese Schiefer sehr mannigfaltig; es wird weiter unten bei Besprechung des Zinnobervorkommens von Buchholzgraben bei Stockenboy auf die wichtigsten Typen derselben zurückzukommen sein. Ein local sehr mächtiges Lager halbkrystallinischen Kalkes, welches denselben eingelagert ist, zieht sich von Altenhaus über den Zlan bis in die Gussen am Uebergange vom Weissenbachthale in das durch seinen ehemals blühenden Metallbergbau bekannte Sieflitzthal und dann weiterhin gegen Lind im Drauthal.

Das Alter dieser Gesteine ist noch fraglich. Während ältere Beobachter [1]) den ganzen Schiefercomplex als eine Einheit zusammenfassen,

[1]) Ch. Keferstein, Deutschland, geognostisch-geologisch dargestellt. Weimar 1831, pag. 86. — F. v. Rosthorn und J. S. Canaval, Uebersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens. Klagenfurt 1854, pag. 42. — C. F. Peters, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. VII. Bd., pag. 68. — Fötterle, Ibid. Sitzungsberichte, pag. 372 u. A.

vermuthet Suess[1]), dass der halbkrystallinische Kalk zur Steinkohlenformation zu stellen sei, die darüber liegenden Schiefer aber als Casannaschiefer angesprochen werden müssen, wogegen Stache[2]) glaubt, dass sich davon Manches als in den Bereich seiner „Quarzphyllit- oder Kalkthonphyllitgruppe" gehörig erweisen lassen werde.

Es verdient vielleicht auf die Analogien hingewiesen zu werden, welche zwischen diesen Gebilden und den älteren Ablagerungen der Grazer Bucht zu bestehen scheint. Unter dem, unserem Kalke petrographisch sehr ähnlichen „Schöckelkalke" tritt dort in der Umgebung von Peggau in gleicher Weise, wie hier, ein erzführender Schieferhorizont auf und über demselben findet sich die petrographisch ebenfalls sehr mannigfaltig entwickelte Gruppe der Semriacher Schiefer, welche local gleichfalls Erze, namentlich Kiese beherbergt und aus der auch Zinnober-Anbrüche bekannt geworden sind.

Den „Casanna"-Schiefern, welchen das Zinnobervorkommen von Buchholzgraben angehört, discordant aufgelagert erscheint rother Grödner Sandstein, der wieder concordant von triadischen Sedimenten[3]) überlagert wird. Aus diesen jüngeren Gebilden baut sich das Gebirge am rechten Gehänge des Weissenbachthales auf. Südlich von Duel ist das Streichen dieser steil nach Süden geneigten Ablagerungen ein ostwestliches, gegen Stockenboy hin nimmt eine Nordwest-Südostrichtung immer mehr zu, so dass später der Tiebelbach ziemlich genau in der Streichungsrichtung der jüngeren Gebilde, an der Scheidung zwischen diesen und den sie unterteufenden Phylliten hinströmt.

Von der Einmündung des Tiebelbaches in den Weissenbach an verlässt das Bett des letzteren das Phyllitgebirge und verquert nun erst die mässige Lage der Grödner Sandsteines, dann die triadischen Ablagerungen.

Mit diesem Gesteinswechsel ändert sich auch der Charakter des Thales; während dasselbe anfänglich als reines Erosionsthal erscheint, dürften späterhin mehrere, zum Theil recht bedeutende Brüche dessen Richtung mitbedingt haben.

Als jüngste Gebilde finden sich glaciale Ablagerungen und alluviale Schotterterrassen.

Fast alle diese Formationsglieder führen Erze.

Die unter dem halbkrystallinischen Kalke liegenden Phyllite beherbergen göldische Kiese, auf welche im Kunstgraben bei Kamring im Drauthale Baue umgingen, die „Casannaschiefer" Quecksilbererze, welche im Buchholzgraben bei Stockenboy Gegenstand bergmännischer Thätigkeit waren; der halbkrystallinischen Kalk selbst Eisen- und Kupfererze.

Dem Grödner Sandstein gehört ein interessantes Vorkommen von Eisenglanz an.

---

[1]) Sitzungsberichte der mathem.-naturw. Classe. Kais. Akademie der Wissensch. VII, 1. pag. 256.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1874, XXIV. Bd., pag. 156.

[3]) Vergl. Peters, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. VII. Bd., pag. 67. — Fötterle, Ibid. pag. 372. — Mojsisovics, Ibid. XXIV. Bd., pag 104 u. Verhandl. Jahrg. 1872, pag. 351. — Penecke, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1884, pag. 382. — F. Seeland, Geologisches Bild von Kärnten, pag. 8.

Die triadischen Kalke zeichnen sich durch das Auftreten von Blei- und Zinkerzen aus; den alluvialen Gebilden endlich gehören die Goldseifen von Tragin an, welche wahrscheinlich schon in sehr früher Zeit Gegenstand eines ausgedehnten Bergbaubetriebes waren.

In den nachfolgenden Zeilen sollen einige Notizen zur Kenntniss dieser Erzvorkommen und der sie begleitenden Gesteine gebracht werden, zu welchen das Material gelegentlich mehrerer Excursionen in dieses Revier gesammelt wurde. Einige neue Beobachtungen über die Goldseifen von Tragin, welche bereits an einem anderen Orte zu schildern versucht wurden [1]), werden dieselben beschliessen und die älteren Angaben theils berichtigen, theils ergänzen.

Meinen hochverehrten Lehrern, Prof. H. Hoefer, Prof. Dr. R. Hoernes und Prof. Dr. C. Doelter, in dessen Institute die mikroskopischen Untersuchungen vorgenommen wurden, sowie den Herren Bergrath F. Seeland in Klagenfurt und Dr. J. Unterweissacher in Graz bin ich für ihre freundliche Mithilfe bei Sammlung dieser Notizen zu grösstem Danke verpflichtet.

I. Das Eisenglanzvorkommen auf der Bucheben.

Am rechten Gehänge des oben erwähnten Tiebelbachgrabens, in dem zur Herrschaft Paternion gehörigen Edelwalde finden sich Aufschlüsse eines Eisenglanzvorkommens.

Das Erz gehört dem hier nach Stunde 20 streichendem und steil südwestlich verflächenden Grödner Sandstein an. Die Lagerstätte ist schon lange bekannt. [2]) Im Jahre 1841 wurde dem Gewerken Johann Abundius Grafen v. Wiedmann ein Lehen „Abundius-Stollen" hierauf verliehen, das erst Mitte der Sechziger-Jahre wieder zur Löschung kam.

Das Vorkommen ist damals mit zwei Stollen und mehreren Röschen untersucht und ein kleiner Erzverhau hierauf geführt worden. In Folge Schwerschmelzigkeit der Glänze und zu grosser Entfernung von dem, in der Kreuzen betriebenen Hochofen, mag man den Bau ziemlich bald wieder eingestellt haben. Stollen und Röschen sind jetzt verbrochen, die Oertlichkeit selbst ist mit so dichtem Wald bedeckt, dass man sich auf die Prüfung des Haldensturzes und die Besichtigung der durch Rutschungen entstandenen Entblössungen beschränken muss. Trotz dieser mangelhaften Aufschlüsse konnte Folgendes ermittelt werden.

Das Erzvorkommen ist dem Grödner Sandsteine concordant eingelagert und hat, wenigstens am Ausbisse, eine dem Streichen nach recht beschränkte, 80 Meter kaum übersteigende Ausdehnung.

Seine Form dürfte eine linsenförmige sein, die grösste Mächtigkeit 3 Meter nicht erreichen. Ob etwa mehrere solche Erzmittel in einer gewissen Sandsteinzone sich finden, ist nicht bekannt, immerhin könnte das häufige Auftreten von Eisenglanz in dem Grödner Sandsteine der

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXXV. Bd., pag. 105.

[2]) Vergl. Fr. v. Rosthorn und J. L. Canaval, Uebersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens. Klagenfurt 1854, pag. 58. — Hans Hoefer, Die Mineralien Kärntens. Klagenfurt 1870, pag. 31.

hiesigen Gegend eine solche Annahme unterstützen. Das Vorkommen besitzt eine breccienartige Structur: Hinsichtlich ihrer Grösse sehr variable, an den Ecken zugerundete Stücke rothen Sandsteines werden durch Eisenglanz, der mit Quarz verwachsen ist, verkittet. Das Liegende bildet ein eigenthümlicher, weisslicher, licht röthlich gesprenkelter Sandstein, der vom normalen rothen Grödner Sandstein unterteuft wird. Ob letzterer unmittelbar diesen „Liegendsandstein" unterlagert, liess sich jedoch mangels hinlänglicher Aufschlüsse nicht bestimmen.

Ein gleicher rother Sandstein findet sich im Hangenden des Erzvorkommens.

Der lichte Liegendsandstein besitzt einen unebenen Bruch und zerfällt unter dem Hammer ziemlich leicht in kleine, unregelmässige Stücke, welche unter dem Drucke der Finger stark abbröseln. Er beherbergt in einer grobkörnigen Grundmasse grössere milchweisse Quarz- und licht fleisch- bis dunkel-pompejanisch-roth gefärbte, rundliche Porphyrfragmente. Dem Streichen des Sandsteines gegen Südost nach scheinen die Porphyrfragmente sich zu verlieren. Leider hinderte auch hier der Mangel an Aufschlüssen eine nähere Untersuchung.

Unter der Lupe setzt sich die Grundmasse des Gesteines aus unregelmässigen Körnern zusammen, zwischen welchen eine feinschuppige, silberweisse, schwach perlmutterglänzende, sericitische Substanz zu bemerken ist. Die Körner bestehen theils aus weissem bis lichtgelblich und graulich gefärbtem, seltener farblosem glas- bis fettglänzendem Quarz, theils aus einer licht fleisch- bis dunkel-braunroth gefärbten, matten, zum Theil fast erdigen, porphyrischen oder jaspisartigen Substanz. Stellenweise glaubt man weissliche, glasglänzende Feldspathkörner unterscheiden zu können. Sehr interessante, wenngleich schwierig zu deutende Details ergaben Dünnschliffe, die aus diesem Gesteine angefertigt wurden. Man sieht verschieden grosse, vorwiegend ganz unregelmässig contourirte, allothigene Fragmente, welche in einem Cemente liegen, dessen Masse gegen die Masse dieser Bruchstücke im Allgemeinen stark zurücktritt. Die Fragmente bestehen theils aus Quarz, theils aus porphyrischer Substanz, viel minder häufig tritt Feldspath auf, recht selten finden sich Bruchstücke von Schiefergesteinen.

Unter den Quarzfragmenten können zwei Haupttypen unterschieden werden. Die einen charakterisiren sich durch Verschiedenheit ihrer Grösse und die Irregularität ihrer Formen, die anderen zeigen weit geringere Schwankungen in ihren Dimensionen, sind mehr rundlich umschrieben und zeichnen sich ihre Contouren in dickeren Schliffen durch schwache Aus- und Einbuchtungen aus, welche an den Verlauf einer sehr flachen Sinuslinie erinnern.

Die Fragmente der ersten Art überwiegen an Menge, lassen hier und da Verwachsungen mit porphyrischer Substanz erkennen und besitzen Eigenthümlichkeiten, welche sie den Quarz-Einsprenglingen der Quarzporphyre nahe rücken.[1]) Sie sind fast durchwegs einheitliche Individuen, die das Licht zwischen gekreuzten Nicols in der Regel ihrer ganzen Ausdehnung nach gleichzeitig auslöschen. Sehr selten

[1]) Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart 1887, 2. Aufl., pag. 355.

bemerkt man, dass bei einer bestimmten Stellung der eine Theil ganz dunkel, der andere Theil dagegen nur schwach beschattet ist und dabei ein ganz allmäliger Uebergang von Licht in Dunkel stattfindet. Noch seltener tritt eine schmale, etwas verwaschene, zwillingsartige Streifung auf.

An Interpunctionen sind diese Quarze im Vergleiche zu den Quarzfragmenten der zweiten Art arm. Am häufigsten finden sich Fluidaleinschlüsse, die theils ganz zerstreut, theils zu wenigen Strängen aggregirt auftreten. Ausser einem, oft unbeweglichen Bläschen enthalten diese Einschlüsse häufig opake, anscheinend den Wänden anhaftende Stäubchen, welche denselben ein schmutziges Aussehen geben. Recht spärlich begegnet man zart umschriebenen, vorwiegend rundlichen Interpunctionen eines farblosen bis bräunlichen Glases. Manche farblose Glaseinschlüsse enthalten opake, zu kleinen Gruppen aggregirte Pünktchen und zeigen dann zwischen gekreuzten Nicols eine beginnende schwache Körnelung. Spannungsphänomene um diese Einschlüsse wurden nicht beobachtet.

Ziemlich häufig finden sich röthliche opake Ferritkörnchen, sowie Einschlüsse und Einstülpungen porphyrischer Grundmasse, welch letztere im Allgemeinen die gleichen Verhältnisse wie in den Quarzeinsprenglingen des weiter unten beschriebenen Quarzporphyres wahrnehmen lassen.

Recht selten treten farblose, stark lichtbrechende, gerade auslöschende, deutlich hexagonale Säulchen der Combination $\infty . P . oP . P$ und gleichartige Nädelchen auf, die wohl als Apatit angesprochen werden dürfen. Kleine farblose, lebhaft polarisirende Glimmerlamellen sind etwas häufiger. Bemerkenswerth ist noch, dass sich unter diesen Quarzbruchstücken auch solche finden, welche einseitig durch eine scharfe, gerade Linie begrenzt werden und dass in einem Falle ein anscheinend tafelförmiger Einschluss porphyrischer Masse sich einer solchen geradlinig verlaufenden Grenze parallel orientirte.

Die Quarzfragmente der zweiten Art erweisen sich theils als einheitliche Individuen, theils als Aggregationen solcher. Sie sind reich an kleinsten, rundlichen, flaschen- bis schlauchförmigen, in vielen fast parallelen oder sich unter spitzen Winkeln kreuzenden Reihen angeordneter Fluidaleinschlüsse und Bläschen. Einzelne Quarze umschliessen licht-carmin bis dunkel-braunroth gefärbte Rutilnädelchen, in anderen treten kleine derartige Säulchen und Nädelchen, die dann oft zu knieförmigen Zwillingen und sagenitartigen Verwachsungen verbunden sind, geradezu massenhaft auf. Ziemlich häufig finden sich Eisenoxydate.

Erwähnenswerth ist ein grösseres Quarzfragment, das sich aus kleinen Quarzkörnern aufbaut. Dieselben sind tief eingebuchtet und innig mit einander verflösst, so dass die anscheinend einheitliche Masse erst im polarisirten Lichte zu einem bunten Mosaik aufgelöst wird. Zahlreiche Reihen von Fluidaleinschlüssen und Bläschen durchziehen dieselbe. Opake bräunlichschwarze Körnchen und Fäserchen, seltener tief ziegelroth durchscheinende Knöllchen formiren unregelmässig contourirte und ausgezackte Partien, welche ab und zu von kleinen Rutilnädelchen begleitet werden.

Stellenweise treten grössere farblose Muskovitlamellen und ungemein scharf ausgebildete, deutlich tetragonale, an den Enden pyramidal zu-

gespitzte, schwach weingelb gefärbte Säulchen auf. Dieselben können in Folge ihrer geraden Auslöschung, ihrer starken Lichtbrechung, sowie ihrer überaus lebhaften, irisirenden Polarisationsfarben nur für Zirkon angesprochen werden. — In ziemlicher Menge umschliessen diese Zirkonkryställchen kleine Bläschen, opake Körnchen und kurze, ebenfalls opake Nädelchen. Es verdient bemerkt zu werden, dass neben den scharf ausgebildeten Zirkonindividuen noch längliche Körner dieses Minerales vorkommen, welche keinerlei krystallographische Umgrenzung wahrnehmen lassen.

Neben den Quarzfragmenten und denselben an Menge gleichkommend, an Grösse sie jedoch zum Theil übertreffend, finden, wie schon erwähnt, Bruchstücke, die aus porphyrischer Substanz bestehen und welche weiter unten eingehender besprochen werden sollen. Minder häufig kommen kleinere, ganz irregulär umschriebene Orthoklasfragmente vor, welche oft eine zarte parallele Faserung wahrnehmen lassen. Einige sind farblos und nur stellenweise durch kaolinische Zersetzungsproducte getrübt, der grössere Theil ist fast ganz in eine trübe Masse umgewandelt, in der man regellose Anhäufungen kleinster, farbloser Blättchen wahrnimmt.

Erwähnung verdient ein grösseres, recht frisches Orthoklaskorn, das neben vereinzelten, rundlichen Quarzkörnern kleine Eisenglanztäfelchen und Apatitnädelchen, sowie ziemlich zahlreiche Bläschen umschliesst, welche durch feinste, an den Wänden anhaftende Stäubchen getrübt erscheinen.

Ganz vereinzelt fand sich ein rundliches, schmutzig grün gefärbtes, schlecht pellucides Gesteinsstück, das aus trüben, innig verfilzten Aktinolithnädelchen, die mit Quarz verwachsen sind, zu bestehen scheint. In den helleren Partien gewahrt man farblose, oft zu knieförmigen Zwillingen verbundene Rutilsäulchen und ebenfalls farblose Glimmerblättchen.

Ein circa 1 Centimeter im Durchmesser messendes Schieferblättchen erwies sich im Dünnschliffe als Glimmerschiefer, der sich aus Muskovitfasern und Quarzlinsen aufbaut. In dem Fragmente finden sich ein Paar lichtbräunlich grün gefärbte, säulenförmige Körner, die von regellosen Quer- und Längssprüngen durchsetzt werden. Gerade Auslöschung, sehr starker Dichroismus, starke Licht- und negative Doppelbrechung verweisen auf Turmalin. Die Glimmerlamellen sind durch massenhafte, schmutzig braune Infiltrationen opaker Körnchen und Stäubchen getrübt. Die Turmaline werden stellenweise von schwarzen Erzkörnern und einer trüben, körnigen, im auffallenden Lichte weisslichen, im durchfallenden schmutzig braunen Masse überwuchert, welche von zahlreichen kleinen Rutilnädelchen begleitet wird. Die Grenzen des Bruchstückes sind nicht genau zu bestimmen; es ist besenförmig zerfasert und gewahrt man in dem Gesteinscemente, welches dasselbe umschliesst, oft noch in recht bedeutender Entfernung von dem Schieferfragmente opake Erzkörnchen, trübe schmutzig braune Partien, Rutilnädelchen und vereinzelte säulenförmige Turmalinkörner.

Sehr interessante Verhältnisse zeigen die Schliffe, welche aus den bis 3 Centimeter grossen rundlichen Porphyrfragmenten angefertigt wurden. Es liegen hier verschiedene Ausbildungsarten eines porphyrischen

Gesteines vor, von welchen die drei Hauptarten eingehender beschrieben werden sollen.

Am häufigsten tritt eine Gesteinsvarietät auf, die sich durch ihr ungemein charakteristisches mikroskopisches Bild auszeichnet. Der Schliff zerfällt unter gekreuzten Nicols in an einander gereihte Pseudosphärolithe, welche sich aus, in der Regel sehr zarten, doppelbrechenden Nadeln aufbauen, die von einem Mittelpunkte ausstrahlen. Am Rande des Schliffes gewahrt man zwischen diesen Nadeln kleinste, homogene Stellen, welche auch bei Verwendung des Schrauff'schen Stauroskop-oculares keine wahrnehmbare Einwirkung auf seitliches Licht besitzen. Besonders schön ausgebildete Sphärolithe kommen indess recht selten vor. In der Regel drängen die einzelnen Centren an einander, so dass sie sich gegenseitig in ihrer Ausbildung beirren. Stellenweise hat man nur ein Haufwerk einzelner Segmente vor sich. Die besser ausgebildeten Sphärolithe zeigen unter gekreuzten Nicols ein schwarzes, selten recht deutliches Kreuz, häufiger eine fast gleichzeitige Verdunklung abwechselnder Sextanten oder Andeutungen mehrerer, unter spitzen Winkeln gegen einander geneigter Balken. Im Centrum der Sphärolithe treten häufig unregelmässige Anhäufung kleiner Ferritstäubchen und Körnchen auf, die stellenweise auch in der Masse des Sphäroliths zerstreut vorkommen und oft in so grosser Menge vorhanden sind, dass hierdurch eine starke Abschwächung der Durchsichtigkeit veranlasst wird. Ab und zu reihen sich diese Einschlüsse an einander, so dass dann opake Nadeln neben den pelluciden auftreten. In manchen Sphärolithen ist der centrale Theil der Nadeln vollkommen opak. Bei einem grösseren Sphärolith liegt im Centrum ein unregelmässiger Fleck, der sich durch seine grelle Interferenzfarbe von der dunklen Umgebung abhebt und als eine Anhäufung kleinster farbloser Körner und Schüppchen angesprochen werden kann. Eine gleichartige, nach Art eines Kreisbogens gekrümmte, ausgezackte und local bauchig verdickte Anhäufung umgrenzt diesen Fleck und trennt den centralen Theil des Sphäroliths von dem peripherischen. An anderen Stellen findet man regellose Anhäufungen, die aus solcher Masse bestehen oder kurze Klüfte, welche von derselben erfüllt sind. Die letzteren enden zum Theil plötzlich in voller Mächtigkeit, zum Theil gehen sie in derartige Anhäufungen über. Wo die Korngrösse wächst, glaubt man ein wirres Aggregat von Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen vor sich zu haben.

Einzelne Sphärolithe bauen sich aus stärkeren Individuen auf, welche dann eine eingehendere Untersuchung ermöglichen. An einer Stelle schliesst sich ein solcher Sphärolith an eine grössere opake Erzpartie an. Die Individuen, welche ihn componiren, dringen in das Erz ein, sind hier scharf krystallographisch umschrieben und enthalten zum Theil zonenförmige, opake Erzeinschlüsse, welche den Contouren parallel verlaufen und den Einschlüssen von Grundmasse in Feldspathen gleichen. Einzelne Durchschnitte mit rechteckiger Begrenzung werden dunkel, wenn die langen Seiten derselben parallel einem Nicol-Hauptschnitte stehen, wogegen wieder andere schief auslöschen, so zwar, dass die Auslöschungsschiefe circa 7 Grad gegen eine Längsseite misst. Das Lichtbrechungsvermögen ist schwach, die Doppelbrechung schwächer, als jene des Quarzes und wie eine Untersuchung mit der Gypsplatte ergab,

negativ, Eigenthümlichkeiten, welche auf Orthoklas bezogen werden können.

Einsprenglinge fehlen dieser Gesteinsvarietät ganz. Quarz und opake Erzpartien treten als Zwischenklemmungsmasse, letztere auch regellos über den Schliff, zerstreut auf.

Die Quarze bilden in der Regel optisch einheitliche Individuen, nur selten tritt im polarisirten Lichte ein Zerfall in zwei oder mehrere, scharf von einander abgegrenzte, verschiedenfarbige Felder ein. Ausser kleinsten Bläschen und Fluidaleinschlüssen beherbergen manche Quarze noch grössere, rundliche, äusserst zart umschriebene Einschlüsse eines farblosen Glases, das zwischen gekreuzten Nicols stellenweise eine beginnende schwache Körnelung zeigt und oft mit opaken Ferritklümpchen verwachsen ist. Die Erzpartien besitzen im durchfallenden Lichte eine tiefbraune, im auffallenden Sonnenlichte eine ziegelrothe Farbe.

In dem Masse, als die sphärolithische Ausbildungsweise zurücktritt und die Grundmasse eine mehr faserige Structur annimmt, beginnen sich Orthoklaseinsprenglinge einzustellen, deren Contouren indess nicht scharf, sondern verwaschen erscheinen. Diese Feldspathe sehen oft wie zerborsten oder geflossen aus und sind local reich an opaken, unregelmässig contourirten und ausgefransten Erzpartien. Es entstehen so Uebergänge zu einem anderen, weiter unten zu besprechenden Gesteinstypus.

Die Füllung der schmalen, zum Theil mikroskopischen Klüfte, welche in dieser Gesteinsvarietät auftreten, besteht theils nur aus Quarz, der sich unter gekreuzten Nicols aus parallelen, auf den Klufträndern lothenden Stengeln zusammensetzt, theils aus Quarzstengeln, welche mit kleinen, farblosen Muskovitblättchen verwachsen sind. Der Quarz ist sehr reich an winzigen Bläschen und opaken Punkten, stellenweise auch an grösseren, unregelmässig contourirten rundlichen und sackförmigen Gaseinschlüssen. Wo die Kluft grössere Erzaggregationen passirt, finden sich im Quarze oft regellose Anhäufungen kleiner, schwarzer, wie kurze, dicke Striche erscheinender Nädelchen, die fast sagenitartige Verwachsungen bilden und in einem schmutzig bräunlichgelben Häutchen liegen. — An den Klufträndern bemerkt man öfters linsenförmige, von dem Nebengestein abgetrennte und in die Kluftfüllung hineinreichende Partien. Die ursprüngliche Substanz derselben scheint zum Theil von Quarz verdrängt worden zu sein. Es mag für diese Annahme der Umstand sprechen, dass die färbigen Quarzfelder nicht am Rande einer solchen Partie aufhören, sondern oft durch dieselbe hindurchsetzen und dann meist nur winzige, optisch differente Fleckchen, gewissermassen als Reste der früheren Substanz in ihr vorhanden sind.

Minder häufig als die vorbeschriebene Ausbildungsweise treten zwei andere Gesteinstypen auf.

Dieselben sind durch Uebergänge miteinander verbunden und charakterisiren sich dadurch, dass Einsprenglinge, welche ihrer Grösse nach ziemlich variabel sind, von einer Grundmasse umgeben werden, deren Menge jene der Einsprenglinge überwiegt.

Die Beschaffenheit dieser Einsprenglinge ist in beiden Typen eine übereinstimmende, jene der Grundmasse eine verschiedene. Es

sollen daher zunächst die Einsprenglinge, hierauf die verschiedenen Ausbildungsarten der Grundmasse besprochen werden.

Von den Einsprenglingen besteht ein Theil aus farblosem Quarz, welcher vorwiegend in unregelmässig umschriebenen, vieleckigen und an den Ecken zugerundeten Durchschnitten auftritt; sehr selten sind diese Durchschnitte und auch dann immer nur einseitig krystallographisch begrenzt; ganz ausnahmsweise fand sich ein grösseres Quarzkorn, welches entsprechend einem hexagonalen Durchschnitte einseitig von drei Seiten eines Sechseckes umschrieben wird, wogegen die Abgrenzung nach der anderen Seite hin eine krumme Linie bildet. Die Quarzkörner sind fast durchaus optisch einheitliche Individuen, welche zwischen gekreuzten Nicols in der Regel ihrer ganzen Ausdehnung nach gleichzeitig dunkel werden, nur sehr selten beobachtet man ein Paar paralleler, verwaschen begrenzter, dunkler Streifen in einem etwas lichteren Felde oder stärkere Verdunkelung des einen Theiles als des anderen.

An Interpunctionen sind diese Quarze ziemlich reich. In grosser Menge treten kleinste Bläschen auf, welche häufig in fast parallelen Reihen angeordnet sind; ab und zu finden sich auch grössere rundliche, vorwiegend jedoch schlauchförmige Fluidaleinschlüsse. Recht häufig kommen noch opake Körnchen und Ferritknöllchen vor, die oft zu kleinen Häufchen aggregirt sind; in einem Quarzkorn wurde ein Einschluss der Grundmasse angetroffen, von dem weiter unten noch die Rede sein wird, in einem anderen fand sich ein ziemlich scharf hexagonaler Einschluss eines schwach lichtbraunen Glases.

Manche dieser Quarze sind zerbrochen und parallel verschoben, so dass die Bläschenreihen in den beiden Bruchstücken einander entsprechen.

Fast in gleicher Häufigkeit wie Quarz macht sich farbloser Orthoklas bemerkbar, dessen Durchschnitte schon durch ihre regelmässigeren Begrenzungen und ihre matten Polarisationsfarben gut von jenen des Quarzes unterscheidbar sind. Der Orthoklas bildet durchaus einfache Individuen, Zwillinge scheinen ganz zu fehlen. Dagegen tritt auch hier eine zarte parallele Faserung ziemlich häufig auf. Interessant ist in dieser Hinsicht ein grösserer Durchschnitt.

Die Hauptmasse desselben besteht aus sehr zart gefasertem Orthoklas, dessen Faserung zum Theil auf massenhafte, streifenweise interponirte Stäubchen, zum Theil auf geringe Verschiedenheiten in den Interferenzfarben der einzelnen Fasern zurückzuführen ist. Stellt man auf Dunkel ein, so zeigen sich in dem dunklen Felde klare lichte Flecke, welche erst nach einer grösseren Drehung des Objecttisches ziemlich gleichzeitig auslöschen. Die unregelmässigen Contouren dieser Flecken strecken sich einerseits parallel der Faserung, wogegen sie senkrecht zu der Faserrichtung bald treppenförmig, bald zungenförmig absetzen. Ein Paar kurzer schwacher Spaltrisse nach P ermöglichen eine Orientirung. Die Faserung bildet mit diesen Spaltrissen einen Winkel von circa 115°, die Auslöschungsschiefe gegen dieselben beträgt in dem faserigen Theile des Durchschnittes circa 9°, wogegen sie in den nichtfaserigen, klaren Flecken circa 18° misst. Der Schnitt scheint sonach das Feldspathkorn fast parallel dem Klinopinakoid

getroffen zu haben und dürfte das geschilderte Verhalten wohl auf eine mikroperthitartige[1]) lamellare Verwachsung von Orthoklas und Albit zu beziehen sein.

Manche Orthoklase sind reich an perlschnurartig aneinander gereihten Flüssigkeitseinschlüssen, welche an Grösse jene des Quarzes übertreffen. Die Libellen derselben verändern beim Drehen des Präparates auf geneigtem Objecttisch ihren Ort, verschwinden allmälig beim Erwärmen, um beim langsamen Abkühlen ebenso allmälig wieder zu erscheinen. Einschlüsse der Grundmasse in Orthoklasen sollen weiter unten besprochen werden.

Einige Orthoklasdurchschnitte werden in ganz unregelmässiger Weise von Quarz durchwachsen. Derselbe besitzt eine grosse Aehnlichkeit mit der Quarzmasse des Sandsteincementes, entbehrt jedoch der eigenthümlichen, würfelförmigen Gebilde, welche jene stellenweise auszeichnet. Andere Orthoklase sind in Stücke zerbrochen und auseinandergeschoben, die hierdurch gebildeten Canäle werden von farblosen Glimmerblättchen erfüllt, welche sich senkrecht zu den Canalrändern stellen. Wieder andere zeigen eine ganz unregelmässige Durchwachsung von opaken röthlichbraunen Eisenoxydatmassen.

Bei einem sehr gut krystallographisch umschriebenem Durchschnitte, welcher eine solche Durchwachsung aufweist, ist zum Theil Quarz, der farblose Glimmerblättchen beherbergt, an die Stelle des Orthoklases getreten. Die restirende, nicht faserige Orthoklassubstanz ist vollkommen frisch und farblos.

Von besonderem Interesse sind noch mehrere grössere Durchschnitte, welche in Folge ihrer Form ebenfalls nur auf Orthoklas bezogen werden können. Einer von ihnen gehört offenbar einem Schnitte parallel dem Klinopinakoid an. An Stelle der Feldspathsubstanz hat sich fleckig polarisirende Quarzmasse angesiedelt, die zahllose kleinste Bläschen, sowie mehrere grössere Glaseinschlüsse beherbergt, und welche mit Eisenoxydaten und spärlichen farblosen Glimmerblättchen verwachsen ist. Die oxydischen Massen bilden opake, dendritische, im auffallenden Lichte röthlichbraune, an den Rändern lappig ausgefranste und da oft schwach pellucide Gebilde. Bei Anwendung starker Vergrösserungen lösen sich dieselben randlich zu einem Aggregate gelblich blutroth durchscheinender, rundlicher, seltener nach Art eines Sechseckes mit abgerundeten Ecken umgrenzter, flacher Knöllchen auf, zwischen welchen man ab und zu scharf sechseckig umschriebene Eisenglimmertäfelchen, häufigere farblose Glimmerlamellen und sehr spärliche, farblose, stark lichtbrechende, gerade auslöschende Nädelchen unterscheidet.

Nach der Ausbildungsweise der Grundmasse dieser Porphyrfragmente kann man zwei Typen unterscheiden. Der eine Typus charakterisirt sich durch das massenhafte Auftreten von Erzstaub. Auch bei Anwendung sehr starker Vergrösserungen lässt sich derselbe nicht weiter individualisiren. Man sieht lediglich opake Pünktchen, welche sich local zu kleinen unregelmässigen Gruppen aggregiren und gewahrt stellenweise winzige, sechsseitige Eisenglimmertäfelchen. Beobachtet man im

[1]) Becke, Tschermak's mineralogische und petrographische Mittheilungen. 1881, IV, 197.

durchfallenden Lichte, so erscheint dieser Erzstaub röthlichbraun gefärbt, wogegen er im auffallenden Lichte eine fast ziegelrothe Farbe besitzt.

Die von dem Erzstaub durchtränkte Grundmasse umschliesst winzige Quarz- und Orthoklas-Partikelchen, ab und zu auch kleine farblose Glimmerlamellen. Wo solche unterscheidbare Einschlüsse fehlen, zeigt die Grundmasse zwischen gekreuzten Nicols und noch deutlicher bei Anwendung des Schrauff'schen Stauroskop-Oculares kleinste, auf seitliches Licht stark reagirende Fleckchen; wo dann der Erzstaub zurücktritt, stellt sich local eine schwache Körnelung ein und sieht man bei Anwendung sehr starker Vergrösserungen zwischen den sich kaum merklich aufhellenden Körnchen, namentlich am Rande des Schliffes, kleinste homogene Partien, welche gar nicht mehr auf seitliches Licht einwirken.

Die Grundmasse zeigt deutliche Fluctuationsstructur, welche namentlich durch die eigenthümliche schlierige Anordnung des Erzstaubes bedingt wird. Durch dicke Anhäufung desselben werden diese Schlieren stellenweise ganz opak.

Interessant sind Einschlüsse dieser Grundmasse in Orthoklas und Quarzdurchschnitten.

Ein grösseres, fast rundliches Orthoklaskorn enthält central einen ebenfalls rundlichen Einschluss der Grundmasse. Vom Rande des Orthoklasdurchschnittes aus strecken sich mehrere längliche, lappenförmige Einstülpungen der Grundmasse gegen das Innere desselben vor, ohne dass jedoch ein Zusammenhang zwischen diesen Einstülpungen und dem centralen Einschluss bestünde. Die randlichen Partien dieser ungemein zart umschriebenen Einstülpungen sind sehr einschlussarm und daher fast farblos; die wenigen vorhandenen Interpunctionen bestehen aus kleinsten opaken Stäubchen und Knötchen, wozu sich ab und zu noch opake Stäbchen gesellen. Unter gekreuzten Nicols ist local eine feine Körnelung zu beobachten; im Uebrigen scheint keine Einwirkung auf seitliches Licht zu erfolgen. Der centrale Einschluss der Grundmasse ist kräftiger umschrieben, reich an Erzstaub und daher auch tief dunkel gefärbt. Am Rande glaubt man an lichteren Stellen die feinere Körnelung wieder zu erkennen. In dem Raume zwischen den Einstülpungen und dem centralen Einschluss finden sich ein paar grössere farblose, an Interpunctionen sehr arme, ungemein zart umschriebene, eiförmige Einschlüsse, welche ganz ohne Einwirkung auf seitliches Licht sind.

In einem anderen, einseitig recht gut krystallographisch umgrenzten Durchschnitte lagert sich die Grundmasse zonenartig parallel den Begrenzungsflächen des Orthoklases an.

Ein Quarzkorn beherbergt einen an färbenden Erzstaub sehr armen derartigen Einschluss, in dem sich ausser wenigen opaken Körnchen, Knötchen und Stäbchen auch noch zahlreiche farblose Glimmerblättchen unterscheiden liessen. Randlich ist dieser Einschluss stellenweise von sehr schwacher, stellenweise aber von gar keiner Einwirkung auf seitliches Licht. Eine Körnelung war nicht wahrzunehmen.

Namentlich genetisch interessant ist Folgendes: Einige grössere, lichte, unregelmässig rundliche Flecke werden in ganz gleicher Weise

wie die Quarz- und Orthoklasdurchschnitte von den erzstaubreichen Schlieren der Grundmasse umgeben. Diese Flecke bestehen aus einem isotropen, farblosen Glase, aus welchem unter gekreuzten Nicols massenhafte kleinste lichte Stellen hervorleuchten. Zum Theil umschliessen die Flecke nur sparsame Ferritkörnchen, zum Theil feinen, gleichmässig vertheilten Erzstaub und neben diesem noch vereinzelte kleine Quarz- und Orthoklaseinsprenglinge. Die Contouren derselben sind im Allgemeinen merkwürdig scharf, wenn man auch bei Anwendung starker Vergrösserungen stellenweise den Eindruck erhält, als ob ein zwar allmäliger, jedoch sehr rascher Uebergang zwischen den erzstaubreichen Schlieren und der Grundmasse des Fleckes bestünde. Es scheinen hier rundliche Magmakörperchen vorzuliegen, welche in schon halberstarrtem Zustande von frischem, anscheinend eisenreicheren Magma eingehüllt wurden.

Die zweite Ausbildungsart der Grundmasse charakterisirt sich dadurch, dass neben den opaken Erzstäubchen, deren Menge hier jedoch stark zurücktritt, sehr zahlreiche kleinste opake Stäbchen und Körnchen sich anstellen. Man könnte die Stäbchen für Querschnitte kleiner Blättchen betrachten, wenn nicht das Verhalten derselben beim Heben und Senken des Tubus dagegen spräche. Wo diese Stäbchen isolirt auftreten, scheinen sie bei sehr starker Vergrösserung aus aneinander gereihten kleinsten Körnchen zu bestehen. In der Regel sind sie unter 30°—60°, seltener unter 90° mit einander verwachsen. Sie erscheinen dann meist knorrig entwickelt und an den Enden oft keulenförmig verdickt. Im durchfallenden Lichte sind dieselben eisenschwarz, im auffallenden Sonnenlichte dagegen die dünneren ganz, die dickeren aber nur an den Rändern deutlich ziegelroth. Die aus unter einander verwachsenen Stäbchen entstandenen Gebilde erinnern an die bekannten Wachsthumsformen des Magneteisens, mit denen sie jedoch nicht identificirt werden konnten. Neben denselben finden sich noch theils leistenförmige, theils ganz unförmlich runde opake, im auffallenden Lichte bräunlichschwarze Erzkörnchen. Sehr reich ist diese Ausbildungsart der Grundmasse an farblosen Glimmerblättchen, zu denen sich ab und zu noch kleine Quarz- und Orthoklasbruchstücke gesellen. Local stellen sich unvollkommene Pseudosphärolithe ein oder es tritt eine feine Faserung auf, so dass man Uebergänge zu der erstgeschilderten Gesteinsvarietät vor sich hat. Im Uebrigen zeigt die Grundmasse ein ähnliches Verhalten wie die letztbeschriebene. Wo sich Mineralpartikelchen nicht mehr unterscheiden lassen, sieht man bei Anwendungdes Schrauff'schen Oculares winzige, unregelmässige, lichte Fleckchen und findet am Rande des Schliffes kleinste homogene Partien, welche nicht mehr auf seitliches Licht einzuwirken scheinen.

Bemerkenswerth sind kleine Klüftchen, welche diese Porphyrfragmente durchsetzen. Typisch ist eine breitere Kluft, die von mehreren parallelen, sehr schmalen begleitet wird. Die Klüftchen sind von Quarz erfüllt. Derselbe bildet auch hier Stengel, die auf den Klufträndern senkrecht stehen, und welche ab und zu mit farblosen Glimmerblättchen verwachsen sind. An Einschlüssen ist dieser Quarz im Allgemeinen arm. Local finden sich Ansammlungen winziger Bläschen. Stellenweise besteht die Kluftfüllung nur aus Glimmerblättchen. Interessant ist eine stumpf-

keilförmige Apophyse, welche von der breiteren Kluft ausläuft. Dieselbe wird von einer ziemlich grobfleckig polarisirenden, von Glimmerblättchen regellos durchwachsenen Quarzmasse gebildet, welche ausser kleinsten Bläschen noch zahlreiche farblose bis schwach röthliche, stark lichtbrechende, gerade auslöschende, terminal zugespitzte Säulchen und Nädelchen beherbergt. Das häufige Auftreten knieförmiger Zwillinge verweist auf Rutil. Es verdient erwähnt zu werden, dass sich in der Kluftfüllung selbst Rutilnädelchen nur sehr sporadisch sicher erkennen liessen und dass Erscheinungen, welche auf eine in der Richtung der Kluft erfolgte Horizontalverschiebung bezogen werden könnten, nicht beobachtet wurden.

Neben den grösseren Porphyrfragmenten treten zahlreiche kleinere auf, welche man makroskopisch zum Theil für Jaspiskörner anzusehen geneigt wäre. Die Form dieser Bruchstücke ist theils eine ganz unregelmässige, theils eine concav bogenförmige, theils eine rundliche. In einem Schliffe fand sich auch ein vollkommen rundes Porphyrkorn. Stellenweise erhält man den Eindruck, als ob benachbarte allothigene Quarzkörner einen Einfluss auf die Contourirung ausgeübt hätten, in der Art, wie wenn eine noch plastische Masse dem freien Raume zwischen diesen Körnern sich angepasst haben würde.

Die kleineren Porphyrfragmente lassen sich in zwei Hauptgruppen bringen.

Als Repräsentant der ersten Gruppe mag ein grösseres rundliches Bruchstück von circa 8 Millimeter Durchmesser darum eingehender beschrieben werden, weil hierbei auch das eigenthümliche Verhalten gewisser Klüfte, welche den Liegendsandstein in recht beträchtlicher Menge durchsetzen, zur Darstellung gelangen kann.

Die Hauptmasse dieses Porphyrkornes wird von einer licht bräunlichgrau gefärbten Grundmasse gebildet, welche mehrere grössere Einsprenglinge umschliesst. Die Grundmasse enthält neben vereinzelten grösseren, opaken Erzkörnern sehr zahlreiche, kleine, röthliche Ferritpartikelchen und Stäubchen. Die letzteren häufen sich in unregelmässigen, wolkigen Partien an, zwischen welchen dann lichtere Canäle ausgespart erscheinen. Unter gekreuzten Nicols sieht man eine ausserordentlich zart gekörnte, glasige Basis, welche keine Einwirkung auf seitliches Licht wahrnehmen lässt und von der sich zahlreiche kleinste, doppeltbrechende Partikelchen abheben

Als Einsprenglinge finden sich: Quarz, sanidinartiger Orthoklas, farblose Glimmerlamellen und Porphyrfetzchen. Die Einsprenglinge besitzen fast ausschliesslich die Form eigentlicher Bruchstücke, regelmässige krystallographische Umgrenzungen fehlen beinahe vollständig. Nur ganz sporadisch fand sich ein unvollkommen sechsseitiges Quarzkorn. Einige Quarze beherbergen kleine, rundliche Glaseinschlüsse, neben welchen noch grössere Bläschen, sparsame, kleine, blutroth durchscheinende Ferritknöllchen und Aggregationen kleinster farbloser Glimmerblättchen auftreten. In einem Orthoklasdurchschnitt fand sich ein dickes, bräunliches Apatitsäulchen, in einem anderen, angenähert rechteckigen sieht man mehrere schmale, lappenförmige Einstülpungen porphyrischer Grundmasse, die sich parallel den kurzen Rechteckseiten einschieben. In Folge massenhaft auftretender Ferritkörnchen sind die-

selben zum grössten Theil fast ganz opak; die lichteren Partien zeigen theils gar keine, theils nur eine sehr schwache Einwirkung auf seitliches Licht. Die Porphyrfetzchen besitzen eine unregelmässig keilförmige Form und sind in Folge massenhafter Ferritstäubchen und Körnchen stellenweise undurchsichtig. Durch die streifenweise, verschieden dichte Anordnung des Erzstaubes entsteht eine sehr charakteristische, schlierige Textur. Die Schlieren verlaufen bei einem grösseren Porphyrfetzchen parallel der kurzen Dreiecksseite, bei mehreren kleineren zeigen sie eine fächerartige Anordnung. Eines der letzteren grenzt sich einseitig mit einem spitzkeilförmigen Orthoklaskorn ab. Die erzarmen und daher lichteren Partien zeigen beim Drehen des Präparates unter gekreuzten Nicols sehr zahlreich zarte, sich äusserst schwach aufhellende Fäserchen, welche parallel den Schlieren verlaufen, auf dunklem Grunde. Die Contouren dieser Porphyrfetzchen sind im Allgemeinen recht scharf und nur ganz local etwas verwachsen.

Sehr charakteristisch ist das Verhalten zweier Klüfte, welche das Porphyrfragment und die dasselbe umgebende Partie des Liegendsandsteines durchsetzen. Beide Klüfte sind mit Quarz erfüllt, dessen Stengel auf den Klufträndern lothen. Der Quarz enthält Einschlüsse kleinster Bläschen, jener der breiteren Kluft auch kleiner Rutilnädelchen. Die breitere Kluft geht durch das Porphyrfragment hindurch und verquert hierbei ein grösseres, als Einsprengling auftretendes Porphyrfetzchen.

Aehnlich dem Vorkommen länglicher Nebengesteinsbruchstücke in Erzgängen treten nun auch hier ungemein schmale, lange, sich beiderseits ausspitzende, den Rändern der Kluft parallele Scherben in der Quarzmasse auf, welche aus Nebengestein, das ist dort, wo die Kluft die Grundmasse des Porphyrfragmentes durchsetzt, aus solcher, dort wo sie durch das Porphyrfetzchen hindurchgeht, aus der Substanz desselben besteht.

Stellenweise, namentlich in den schmäleren Partien, scheint eine Veränderung der ursprünglichen Substanz dieser Nebengesteinsscherben stattgefunden zu haben. Es dürfte hierauf der Umstand zu beziehen sein, dass an solchen Stellen gewissermassen als Relict derselben nur mehr opake Körnchen und Fäserchen in der Quarzmasse wahrzunehmen sind.

Eigenthümlich ist der Verlauf dieser Kluft ausserhalb des besprochenen Porphyrfragmentes. Nach der einen Seite dringt dieselbe in ein kleineres benachbartes Porphyrkorn ein, welches nur durch ein schmales, sericitreiches Band von dem ersteren getrennt ist und endet sodann an einer grösseren, ebenfalls sericitreichen Partie des Sandsteincementes. Nach der anderen Seite durchsetzt die Kluft eine breitere, ebenfalls sericitreiche Partie dieses Cementes, worauf ein Uebergang der quarzigen Kluftfüllung in eine grössere Anhäufung fleckig polarisirender Quarzmasse des Sandsteincementes erfolgt.

Die zweite, schmälere, mit der breiteren parallelen Kluft zeigt ein gleiches Verhalten, keilt sich jedoch in dem Porphyrfragmente selbst aus. Irgend welche Anzeichen, dass grössere Verschiebungen parallel zur Kluftrichtung stattgefunden hätten, liessen sich auch hier nicht auffinden.

Manche der erzarmen und glasig ausgebildeten Porphyrfragmente dieser Gruppe zeigen unter gekreuzten Nicols vereinzelte Segmente kleiner

Pseudosphärolithe, andere scheinen in eine trübe, bräunlichgraue Masse umgesetzt zu sein, die zahllose Stäubchen, opake Körnchen und Fäserchen umschliesst, und welche sich unter gekreuzten Nicols in ein Mosaik kleinster, schwach doppeltbrechender Fleckchen auflöst.

Zu einer zweiten Gruppe lassen sich diejenigen Porphyrfragmente zusammenfassen, welche in Folge ihres reichlichen Gehaltes an färbendem Erzstaub zum Theil nur partiell, zum Theil jedoch ganz opak sind. An Einsprenglingen sind dieselben sehr arm, zum grösseren Theile fehlen solche ganz. Ab und zu sieht man Quarz und Orthoklasbruchstücke, etwas häufiger farblose Glimmerblättchen. In einem Porphyrfragmente fanden sich rechteckige Durchschnitte, welche zum Theil mit opaken Eisenoxydaten erfüllt sind. Dieselben erinnern an die oben geschilderten, mit oxydischen Producten erfüllten Orthoklasdurchschnitte. Von einer Feldspathsubstanz ist jedoch nichts mehr wahrzunehmen. Der von den Eisenoxydaten nicht erfüllte Raum ist trübe, schlecht pellucid, zum Theil fast undurchsichtig und zeigt unter gekreuzten Nicols bei einer vollen Horizontaldrehung nur sehr schwachen Helligkeitswechsel. Beim Heben und Senken des Tubus glaubt man innig verfilzte Blättchen darin unterscheiden zu können.

Die noch unveränderte Grundmasse dieser Fragmente scheint mikro- bis kryptokrystallin entwickelt zu sein. Auf seitliches Licht unwirksame Stellen liessen sich auch an den Rändern der Schliffe nicht auffinden. Im Uebrigen sind die zuletzt besprochenen zwei Ausbildungstypen der Grundmasse auch hier vorhanden; es herrscht jedoch der erste Typus vor, der zweite tritt nur sehr untergeordnet und auch dann nie allein auf. Bemerkenswerth ist, dass die durch Fluidalstructur bedingten Schlieren in vielen Fragmenten fast parallel dem Rande derselben sich anordnen. So fanden sich einige unregelmässig rundliche Porphyrkörner, bei welchen entsprechend der rundlichen Umgrenzung auch die Schlieren verlaufen; bei mehreren rechteckigen, beziehungsweise concav bogenförmigen, lagern sich dieselben parallel den längeren Seiten; bei anderen wieder sind die Schlieren fächerförmig angeordnet.

Der grössere Theil der Porphyrfragmente dieser Gruppe hat eine kräftige Veränderung erlitten. Die pelluciden, an färbenden Erzstaub ärmeren Partien erscheinen als trübe, stellenweise wie aufgequollene, doppeltbrechende Masse. Die Contouren sind verwaschen, so dass man den Eindruck erhält, als ob die Eisenoxydate der Porphyrbruchstücke in ganz unregelmässiger Weise in das Sandsteincement übergreifen. Andererseits bemerkt man wieder im Innern mancher Porphyrfragmente unregelmässige, verwaschen umgrenzte, ölgrüne Sericitflecke, welche mit den Sericitpartien des Gesteinscementes zusammenhängen. Am Rande solcher Porphyrkörner finden sich dann häufig farblose, stark lichtbrechende, gerade auslöschende Nädelchen, welche sagenitartige Verwachsungen bilden und kleine Säulchen, die knieförmige Zwillinge formiren. Stellt man den umgebenden Quarz auf Dunkel ein, so leuchten diese Gebilde mit tief rother Farbe heraus. In der Regel begleiten wolkige Aggregationen einer trüben, im auffallenden Licht weisslichen, im durchfallenden fast farblosen bis bräunlichen, stark licht- und doppelbrechenden, körnigen Substanz diese Neubildungen. Wahrscheinlich liegt hier Rutil, beziehungsweise Leukoxen vor, welche

durch die Zersetzung eines titanhältigen Eisenerzes entstanden. Kleine farblose bis schwach gelbliche Körner mit sehr starker Doppelbrechung, markantem Relief, deutlich runzeliger Oberfläche und wenig lebhaften Polarisationsfarben begleiten diese Zersetzungsproducte und dürften als neugebildeter Titanit angesprochen werden.

Interessante Details bietet das Cement des Sandsteines. An den meisten Stellen besteht dasselbe fast nur aus einem Filze kleiner, authigener Glimmerschüppchen. In dickeren Schliffen sind solche Stellen licht ölgrün gefärbt und schlecht pellucid, in dünnen farblos, durchsichtig und dann durch zahlreiche opake Pünktchen und undurchsichtige röthlichbraune Ferritknöllchen wie gesprenkelt. Wo der Raum zwischen zwei benachbarten Fragmenten einen schmalen Canal bildet, treten diese Interpunctionen oft ganz zurück und stellen sich die Glimmerschüppchen mehr oder minder senkrecht zu den Canalrändern.[1])

Wie bereits oben bemerkt worden ist, zeichnen sich diejenigen Quarzfragmente, welche den Habitus porphyrischer Quarze besitzen, durch ihre sehr variable Grösse aus. An manchen Orten wird der Raum zwischen den grösseren Bruchstücken von einem Haufwerke solcher durch Glimmerschüppchen verkitteter Quarzfragmente, zu denen sich ab und zu auch noch sehr spärliche kleine Orthoklas-Bruchstücke gesellen, angefüllt. Stellenweise setzt sich das Cement nur aus authigenem Quarze und kleinen Glimmerschüppchen zusammen. Der Quarz füllt dann oft den mittleren Theil eines solchen Fleckes aus, wogegen sich der Glimmer hauptsächlich am Rande desselben ansiedelte. Hier und da sieht man lediglich eine authigene Quarzmasse, welche von spärlichen Glimmerschüppchen unregelmässig durchwachsen wird.

Charakteristisch sind die Formen des authigenen Glimmers. Er bildet kleine, unregelmässig contourirte, gewellte und gefaltete Blättchen. Die Längsschnitte derselben löschen gerade aus, wogegen basale Partien unter gekreuzten Nicols bei einer vollen Horizontaldrehung eine viermalige schwache Aufhellung erkennen lassen. Die Polarisationsfarben sind lebhaft, die Doppelbrechung ist negativ und stark. Versuche, den Glimmer zu isoliren, führte insofern zu keinem vollkommen befriedigenden Resultate, als eine vollständige Befreiung von dem anhaftenden Quarze nicht gelang. Mikrochemisch wurde in dem erhaltenen Materiale neben Kalium noch Spuren von Fluor nachgewiesen, was unter Berücksichtigung des optischen Verhaltens zu dem Schlusse berechtigt, dass hier Muscovit vorliegt, den man in Anbetracht seiner ungemein feinschuppigen Beschaffenheit wohl als Sericit ansprechen kann.

Die authigene Quarzmasse baut sich aus kleinen, in ihrer Grösse recht variablen Individuen auf, deren Umrisse erst im polarisirten Lichte zum Ausdrucke kommen. Man sieht dann unregelmässige, tief eingebuchtete Körner, welche sich durch locale Verschiedenheit der Interferenzfarbe auszeichnen, so dass man den Eindruck eines klein- und buntfleckigen Mosaiks erhält.

---

[1]) Vergl. Arthur Wichmann, Mikroskopische Untersuchungen über die Sericitgesteine des rechtsrheinischen Taurus. Verhandlungen des naturhistorischen Vereines der preussischen Rheinlande und Westphalens. Bonn 1877, 34. Jahrg., pag. 6. — Zirkel, Mikroskop. Besch. 1873, pag. 493.

Als Bestandtheile dieses Quarz-Glimmercementes könnten kleinere Mineralpartikelchen aufgefasst werden, welche theils in Folge ihrer geringen Grösse eine nur sehr untergeordnete Rolle spielen.

Vereinzelt finden sich farblose, bis 3 Millimeter messende allothigene Muskovitlamellen, deren Contouren in der Prismenzone sehr unregelmässig sind. Während bei dem authigenen Glimmer die Spaltungsrichtung sich nur durch eine feine Streifung markirt, wird dieselbe bei dem klastischen durch dicke schwarze Striche zum Ausdruck [1]) gebracht. Dem Gesteinspulver entnommene derartige Glimmerfragmente zeigen unter dem Mikroskope Infiltrationen von Eisenoxydaten, die sich zwischen den Spaltblättchen ansiedelten und welche unregelmässige lichtgelbliche Flecke und flache durchscheinende Knöllchen formiren. Sehr selten sieht man ähnlich geformte Lamellen, die local licht ziegelroth bis schwach bräunlich gefärbt, im Uebrigen jedoch farblos und ziemlich stark lichtbrechend sind. Dieselben besitzen eine parallele, recht kräftige Streifung, nach welcher die Auslöschung erfolgt. Die bräunlichen Partien zeigen starke Absorption. Vielleicht liegt hier, in Analogie mit anderen Vorkommen, Biotit vor, dessen Farbe zum Theil ausgeblasst ist.

Lichtbräunlich gefärbte, stark dichroitische Turmalinbruchstücke treten recht spärlich auf, ganz vereinzelt sieht man deutlich quadratische, an den Enden pyramidal zugespitze, farblose, stark lichtbrechende Kryställchen, welche in Folge ihrer sehr starken positiven Doppelbrechung und überaus lebhaften Polarisationsfarben für Zirkon angesprochen werden müssen.

Von besonderem Interesse sind ein paar kleine, spitze, quadratische Doppeltpyramiden, welche sich in einem Schliffe fanden. Dieselben sind sehr scharf ausgebildet, farblos, zum Theil aber auch schwach grünlich gefärbt, stark lichtbrechend und im auffallenden Lichte von diamantartigem, fast metallischem Glanze. Unter gekreuzten Nicols löschen dieselben aus, wenn ihre Hauptachse mit einem Nicol-Hauptschnitte zusammenfällt. Die wenig lebhaften Interferenzfarben sind II. und III. Ordnung. Es dürfte hier Anatas vorliegen, dessen Auftreten in klastischen Gesteinen von H. Thürach nachgewiesen wurde. [2])

Recht selten begegnet man hexagonalen, bräunlichen, stark lichtbrechenden und deutlich dichroitischen, an den Enden oft abgebrochenen oder zugerundeten Säulchen, die wohl für Apatit angesprochen werden können.

Reich an Einschlüssen ist die Quarzmasse des Sandsteincementes, namentlich an solchen Stellen, wo der mit ihr verwachsene Sericit stark zurücktritt. Vor Allem fallen kleine, farblose, zum Theil fast würfelförmige Gebilde auf, über deren Beschaffenheit erst die Anwendung sehr starker Vergrösserungen (750 bis 1000) einigen Aufschluss gab. Als besonders charakteristisch dürften zwei dicht neben und untereinander liegende derartige Einschlüsse angesehen werden. Beide besitzen einen quadratischen Querschnitt, sind jedoch von ver-

[1]) Vergl. Klemm, Mikroskop. Untersuchung über psamitische Gesteine. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1882, pag. 85.

[2]) Vergl. das Ref. von Oebeke in Groth's Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie. 4. Bd., pag. 419 seq.

schiedener Grösse. Durch Heben und Senken des Tubus mittelst der Mikrometerschraube überzeugt man sich leicht, dass ein würfelförmiger oder doch prismatischer Körper vorliegt. Stellt man auf die obere Fläche des grösseren Einschlusses ein, so zeigt sich im Inneren des Rechteckes eine ringsum geschlossene birnförmige Linie, wird auf die untere Fläche eingestellt, so erscheint eine ähnliche kleinere Linie. Die gleichen Eigenthümlichkeiten zeigt der zweite, kleinere Einschluss. Stellt man auf die obere Fläche ein, so tritt im Inneren des Rechteckes eine krumme Linie auf, welche fingerförmig vom Rande aus gegen die Mitte vorgreift, wogegen auf der unteren Fläche nächst der einen Ecke eine vollkommen geschlossene krumme Linie sichtbar wird. Es weisen diese Erscheinungen wohl auf eine unvollständige Raumerfüllung hin. Die Oberfläche dieser Körperchen macht den Eindruck, als ob sie sehr zart gerunzelt wäre. Eine Doppelbrechung konnte nicht constatirt werden.

Neben diesen isotropen Gebilden finden sich andere, welche die Form der ersteren nachzuahmen scheinen, ebenfalls farblos, jedoch deutlich doppelbrechend sind.

Es wird weiter unten auf diese beiden Arten von Einschlüssen, deren Auftreten ein mehr locales ist, zurückzukommen sein.

Besonders charakteristisch für den authigenen Quarz des Cementes sind grössere Gasporen von sackförmiger, oft auch ganz unregelmässiger Form. Die Wände mancher derselben sind mit einer schmutzig braunen Masse, welche aus kleinen opaken Pünktchen und Stäubchen zu bestehen scheint, bedeckt.

In grosser Zahl sind noch winzige Bläschen vorhanden, die ganz regellos vorkommen und deren Natur in Folge ihrer äusserst geringen Grösse nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte. Ausserdem finden sich noch Eisenoxydate, welche schmutzig gelbliche bis bräunliche Fleckchen formiren, die sich bei starker Vergrösserung zu Aggregationen kleiner opaker Körnchen und Stäbchen und gelblich bis blutroth durchscheinender Knöllchen auflösen. Hexagonale Eisenglanztäfelchen und kleine Rutilnädelchen stellen sich oft in der Nähe dieser Flecke ein.

Eine besondere Besprechung erfordert das Verhalten der allothigenen Quarzfragmente [1]) gegenüber dem authigenen Quarz [2]) und Glimmer des Sandsteincementes. In dickeren Schliffen heben sich diese Bruchstücke recht gut von dem trüben Gesteinscemente ab. Die Einschlüsse, welche sie beherbergen und die verschiedene Anordnung derselben, der Verlauf ihrer Contouren, sowie das verschiedene Verhalten im polarisirten Lichte, machen es auch in dünneren Präparaten möglich, allothigenen und authigenen Quarz von einander zu trennen. In den allothigenen Quarzfragmenten sind die Fluidaleinschlüsse und Bläschen in Schnüren aggregirt, welche in der Regel erst hart am Rande abschneiden [3]), wogegen grössere Anhäufungen von authigenem Quarz sich durch die Regellosigkeit ihrer Einschlüsse überhaupt und namentlich durch das

[1]) Klastische Quarze Kalkowsky's. Vergl. N. J. für Min. 1875.

[2]) Krystallinischer Quarz Kalkowsky's.

[3]) Vergl. G. Klemm, Zeitschr. d. geol. Ges. 1882, pag. 774. — Zirkel, Microscopical petrography of the fortieth parallel rocks, pag. 55. — Wichmann, Verhandl. des naturhist. Vereines preussischer Rheinlande und Westphalens. Bd. XXXIV, pag. 774.

häufige Vorkommen der oben erwähnten grossen Gaseinschlüsse charakterisiren. Die authigene Quarzmasse baut sich ferner aus tief eingebuchteten, innig miteinander verflösten Quarzkörnern auf, welche erst bei Anwendung polarisirten Lichtes unterscheidbar werden, wogegen die Contouren der allothigenen Quarzfragmente schon im gewöhnlichen Lichte erkennbar sind. Wo indess grössere authigene Quarzkörner directe an allothigene Quarzbruchstücke sich anschliessen, wird es oft schwierig, die Grenzen zwischen beiden scharf zu bestimmen, da man dann häufig den Eindruck erhält, als ob ein Uebergang zwischen beiden Quarzsubstanzen bestehen würde. Finden sich in dem allothigenen Quarzfragmente Schnüre von Fluidaleinschlüssen und Gasbläschen, so charakterisiren dieselben seine Contour darum ziemlich scharf, weil sie in die authigenen Quarzkörner nicht hineinsetzen, treten jedoch solche zurück, so ist es namentlich dann, wenn der authigene Quarz sich optisch nach dem allothigenen orientirt[1]), nicht mehr möglich, eine scharfe Grenze zwischen beiden zu ziehen. Aehnlichen Verhältnissen begegnet man auch dort, wo die allothigenen Quarzbruchstücke von authigenen Glimmerschüppchen umwachsen werden. Lagern sich die Schüppchen der Contour eines Quarzfragmentes parallel, so tritt diese deutlich hervor, neigen sich dieselben jedoch gegen jene unter einem stumpfen Winkel, so erhält man bei Anwendung starker Vergrösserung und polarisirten Lichtes den Eindruck, als ob die Sericitschüppchen mit der Masse des Kornes verwachsen würden, dieses selbst daher nicht mehr scharf nach Aussen abschliesst. Eine solche Verwachsung wird namentlich dort anzunehmen sein, wo man durch Heben und Senken des Tubus die Ueberzeugung gewinnt, dass die Schliffläche sowohl das Quarzkorn, wie die mit demselben verwachsenen Glimmerblättchen verquerte. Es ist diese Erscheinung wohl in gleicher Weise, wie die oben besprochene, darauf zurückzuführen, dass die schmalen authigenen Quarzlamellen zwischen den Glimmerblättchen sich am Rande des Quarzkornes nach diesem orientirten; an jenen Stellen, wo die Glimmerblättchen unter einem fast rechten Winkel von der Schliffläche getroffen wurden, erhält man dann den Eindruck einer Fortsetzung der Masse des Kornes zwischen dieselben, während dort, wo die Schnittfläche unter einem spitzen Winkel die Glimmerblättchen verquerte, dies in den meisten Fällen nicht mehr stattfinden wird.

Bei manchen allothigenen Quarzkörnern, welche den Habitus porphyrischer Quarze besitzen, scheint die Annahme einer Anätzung derselben zur Zeit der Sericitbildung nicht unmotivirt zu sein. Ein grösseres derartiges Fragment zeigt einen scharf ausgezahnten Rand. Zwischen die spitzen Zähnchen schieben sich die Glimmerblättchen des Cementes ein. In kleiner Entfernung von dem Korne, jedoch schon allseitig von Sericitschüppchen umwachsen, finden sich ein paar kleine, eckige Quarzkörner, welche keine Aehnlichkeit mit dem authigenen Quarze des Cementes besitzen. Sie sind in ganz analoger Weise wie das Fragment selbst mit den Glimmerblättchen verwachsen und optisch ident mit jenem orientirt, so dass man sie als abgetrennte Theile desselben ansprechen möchte.

[1]) Vergl. Törnebohm, N. J. 1877, pag. 210. — O. Lang, Zeitschr. d. d. geol. Ges. XXXIII, pag. 234.

Für die Annahme einer Anätzung solcher Quarzkörner mag auch der Umstand sprechen, dass die Verwachsung mit Sericit öfters dort am deutlichsten wird, wo am Rande eine Wolke von Fluidaleinschlüssen und Bläschen austritt, die Quarzsubstanz also der Wirksamkeit lösender Agentien minder schwer unterlag.

Ein in Glyceringelatine eingebettetes, optisch einheitliches Quarzkorn, das einem isomeren Sande entstammt, der sich am Ostrande des Wörthersees bei Klagenfurt findet, zeigt unter dem Mikroskope beim Heben und Senken des Tubuses unregelmässige krumme Linien, welche nach einander sichtbar werden. Diese Linien weisen durch ihren Verlauf darauf hin, dass sie nicht ebene, sondern räumliche Curven sind, die Schnittlinien krummer, nach Aussen glatter Flächen, die das Quarzkorn umschliessen. Die Form dieser Linien lässt sich am ehesten mit jener vergleichen, welche Bruchstücke von Glas zeigen; es sind flach gewellte und geschwungene Curven, die zum Theil in eine krumme Fläche auslaufen, zum Theil an einer anderen krummen Linie enden.

Etwas andere Verhältnisse lassen solche rundliche Quarzfragmente erkennen, die dem Pulver entnommen wurden, das man beim Zerbröseln des Gesteines unter geringem Druck erhielt und welche sich optisch ebenfalls als einheitliche Individuen und soweit dies mit Sicherheit beurtheilt werden konnte, als nicht porphyrische Quarze erwiesen. Diese Fragmente werden zwar auch von krummen, nach Aussen concaven Flächen umgeben, deren Schnitte krumme Linien formiren, dieselben sind jedoch nicht glatt, sondern sehen rauh aus, was durch ungemein zahlreiche, feine, rillenförmige Vertiefungen bedingt wird, die kreuz und quer über dieselben laufen [1]) und tragen ausserdem stellenweise kleinste, aufgewachsene Glimmerschüppchen. Es verdient bemerkt zu werden und erinnert an die oben geschilderten Verhältnisse, dass in diesem Gesteinspulver isolirte, das ist nicht mit anderen Substanzen verwachsene Quarzbruchstücke vom Habitus der porphyrischen Quarze zu fehlen scheinen.

Die Frage nach der Bildung dieses eigenthümlichen Gesteines mag nur kurz berührt werden.

Zwei Momente scheinen bei Beantwortung derselben berücksichtigt werden zu müssen. Einerseits das Auftreten solcher allothigenen Fragmente, hinsichtlich welcher die Annahme gerechtfertigt ist, dass dieselben aus grösserer Ferne zugeführt wurden, so die Rutil und Zirkon umschliessenden Quarzbruchstücke und die Trümmer von Schiefergesteinen, andererseits das Vorkommen von Porphyrbruchstücken, die vielleicht am richtigsten als Porphyrlapilli [2]) gedeutet werden dürften.

Hinsichtlich der ersten Art von Fragmenten ist das Gestein nahezu isomer, das heisst aus fast gleich grossen Körnern zusammengesetzt. Es finden sich allerdings Schieferbruchstücke von stark abweichender Grösse, doch fällt dieser Umstand im Hinblick auf deren geringe Dicke darum weniger in Betracht, weil solche Gesteinsblättchen von bewegtem Wasser leichter fortgetragen werden können als gleich schwere, annäherungsweise kugelige Mineralkörner. Die Porphyrbruchstücke und

[1]) Vergl. G. Klemm, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1882, pag. 771.
[2]) Vergl. Rosenbusch, II, pag. 420.

porphyrischen Quarze dagegen besitzen eine sehr variable Grösse und charakterisiren sich dadurch als Fremdlinge, die nicht aus grösserer Entfernung zugewandert sind, sondern vielleicht an Ort und Stelle dem Sedimente einverleibt wurden.

Es ist mir nicht gelungen, eine porphyrische Ergussmasse, mit deren Eruption möglicherweise das Auftreten von Auswürflingen in Verbindung gebracht werden könnte, im Tiebelbachgraben aufzufinden; gleichwohl erscheint die Annahme, dass im vorliegenden Falle eruptiver Detritus einem rein klastischen Sedimente beigemengt worden sei, mit den Gesteinsverhältnissen nicht unvereinbar zu sein.

Unser „Liegendsandstein" würde demnach als Mittelglied zwischen einem rein tuffogenen Sedimente im Sinne Reyer's[1]) und einem rein katogenem im Sinne Löwinson-Lessing's[2]) aufgefasst werden können, dessen jetziger Zustand wohl durch einen stattgehabten Metamorphismus[3]) bedingt wurde.

Im Hangenden der Erzlagerstätte tritt ein schmutzig-bräunlich-rother Sandstein auf, welcher sich nicht wesentlich von gewissen, in den ganzen Ostalpen verbreiteten Varietäten des Grödner Sandsteines unterscheidet.

Das Gestein ist in ziemlich dicken Bänken abgesondert und wird von schmalen Klüften (Blättern) durchsetzt, welche mehr oder minder senkrecht gegen die Schichtflächen orientirt sind. Es besitzt einen unebenen Bruch, welcher dort, wo grössere Gemengtheile fehlen, in's flach muschelige übergeht, und ist ziemlich schwer durch Hammerschläge in eine regelmässige Form zu bringen.

Abgesprengte, nicht zu dicke Scherben zerbröckeln unter dem Drucke der Finger ziemlich leicht zu einem groben Pulver. Nach dem Behauchen bemerkt man einen schwachen, deutlich wahrnehmbaren Thongeruch. Das Gestein besteht vorwiegend aus weissen bis rauchgrauen Quarzkörnern, welche durch ein kieseliges, eisenschüssiges, zum Theil kaolinisches Cement mit einander verbunden sind.

Die Grösse derselben ist nicht durchaus gleich, sondern der undeutlichen Schichtung des Gesteines entsprechend verschieden. Solche Schichten jedoch, welche sich aus kleinen, circa 2 Millimeter im Durchmesser haltenden Körnern aufbauen, sind meist ganz isomer, wogegen wieder Schichten, welche bis 15 Millimeter grosse Körner beherbergen, sehr verschiedene Korngrössen wahrnehmen lassen, eine Erscheinung, welche den allgemeinen Eigenschaften klastischer, aus einem Schlämmprocesse entstandener Gesteine entspricht.[4]) Silberweisse ausgefranste und verbogene Glimmerblättchen kommen ziemlich häufig vor, in beträchtlich grösserer Menge weisse bis licht fleischfarbene Feldspathkörner. Unter der Lupe zeigt sich, dass eine sehr feinschuppige glimmerige Substanz

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1881, Bd. XXXI, pag. 57.

[2]) Tschermak, Mineralog. und petrographische Mittheilungen. 1888, Bd. 9, pag. 534.

[3]) Vergl. Arthur Wichmann, Untersuchungen über die Sericitgesteine des rechtsrheinischen Taunus. Verhandl. d. naturhist. Vereines der preuss. Rheinlande und Westphalens. 34. Jahrg., pag. 6.

[4]) Vergl. D. A. Daubrée, Experimental-Geologie. Deutsch von Dr. A. Gurlt, pag. 196. — O. Lang, Ueber Sedimentärgesteine aus der Umgebung von Göttingen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XXXIII. Bd., pag. 227.

wie ein feines unzusammenhängendes Häutchen manche Quarzkörner überzieht. Im Dünnschliffe sieht man allothigene Bruchstücke, welche in einem Cemente liegen, dessen Masse gegenüber der Masse jener sehr zurücktritt. Die beiweitem vorherrschenden Quarzfragmente gleichen in ihrem Habitus den bei Besprechung des Liegendsandsteines erwähnten Quarzen zweiter Art. Sie besitzen irregulär-rundliche Formen und charakterisiren sich namentlich in dickeren Schliffen durch ihre Contouren, die seichte Aus- und Einbuchtungen aufweisen und hierdurch an den Verlauf einer sehr flachen Sinuslinie erinnern. Quarzfragmente vom Habitus porphyrischer Quarze, ab und zu auch mit Einschlüssen porphyrischer Substanz, treten, wenngleich mehr sporadisch, auch hier auf.

Bemerkenswerth ist ein einheitliches Quarzkorn, welches eine sehr zarte Streifung zeigt. Durch Heben und Senken des Tubus überzeugt man sich, dass ungemein zarte Interpunctionen vorliegen, welche sich nach parallelen, gegen die Schnittfläche geneigten Ebenen anordneten. Ueber die Natur dieser Einschlüsse ergab auch eine sehr starke Vergrösserung keine Aufschlüsse.

Orthoklaskörner kommen ziemlich häufig vor; sie sind zum Theil sehr frisch, von adularähnlichem Habitus und durchaus etwas kleiner, als die mittelgrossen Quarzkörner. Auf den Verlauf des Randes scheinen die Spaltungsrichtungen des Minerales Einfluss zu nehmen. Ein Korn, welches von zahlreichen Spaltungsrissen parallel *P* durchzogen wird, grenzt sich einerseits nach denselben ziemlich gerade ab und zeigt hier nur local eine schwache Buchtung, wogegen senkrecht zu den Spaltungsrissen tief aus- und einspringende Grenzen vorhanden sind, die einen ganz unregelmässigen Verlauf besitzen. An Einschlüssen sind die Orthoklase sehr arm. Am häufigsten finden sich farblose, lebhaft polarisirende Glimmerlamellen; sehr vereinzelt treten ebenfalls farblose, stark Licht brechende, rechteckige und quadratische Durchschnitte auf, welche durch ihr optisches Verhalten auf Rutil verweisen. Die Spaltungsrisse sind oft von kleinen, opaken Ferritkörnchen erfüllt und ist längs denselben die klare Feldspathsubstanz häufig durch wolkige Aggregate sehr zarten Staubes getrübt.

Ganz vereinzelt wurde ein fast rechteckiges Korn einer anderen Feldspathvarietät angetroffen. Dasselbe besitzt eine schwachwellig aus- und eingebuchtete Umgrenzung, welche nicht wie bei den Orthoklaskörnern einseitig, sondern nach allen Seiten hin gleichmässig entwickelt ist. Einschlüsse von Eisenoxydaten sind in grosser Menge vorhanden. Dieselben formiren schwärzlich braune, unregelmässig ausgezackte, zum Theil auch lappig contourirte, opake Partien, welche local randlich mit blutrother Farbe durchscheinen und an ähnliche Gebilde in den oben besprochenen Orthoklasen der Quarzporphyrfragmente erinnern. Neben diesen compacten Aggregationen treten opake, im reflectirten Lichte ziegelrothe Knöllchen und Stäbchen auf. Wo diese Einschlüsse zurücktreten, sieht man zwischen gekreuzten Nicols ein rechtwinkliges Gitter, von welchem immer je zwei zu einander senkrechte Gitterlinien gleichzeitig bei einer Schiefe von 15° dunkel werden, ein Verhalten, das auf Mikroklin bezogen werden kann. Neben den erwähnten Eisenoxydaten beherbergt dieser Mineraldurchschnitt noch ein Paar fast farblose, stark licht und deutlich doppeltbrechende hexaëdrische Kryställchen.

Die Ecke eines derselben ist durch eine Octaederfläche abgestumpft. In etwas geringerem Maassstabe als Feldspathe betheiligen sich allothigene Glimmerlamellen, wie es scheint, ausschliesslich Muscovit, an dem Aufbaue des Gesteines. Bemerkenswerth ist der verschiedene Erhaltungszustand derselben. Solche Blättchen, welche sich in die Buchten der Quarzkörner hineinlagerten, haben in der Regel ihren Zusammenhang bewahrt, wogegen jene, die an Ecken sich anschliessen, zumeist pinselförmig aufgeblättert und abgeknickt wie ein „aufgedrehter Strick" [1]) erscheinen. Der Raum zwischen den Glimmerblättchen ist dann von authigenem Quarz und Eisenoxydaten erfüllt. Sehr selten begegnet man Schiefergeröllen. Ein kleines derartiges Korn besteht aus einem Aggregate farbloser, lebhaft polarisirender Glimmerblättchen und kleiner Quarzkörner, das durch eine opake, schwarze, in Knöllchen und Fäserchen auftretende Masse getrübt wird. Als Einschlüsse finden sich neben dünnen, röthlichen Nädelchen noch ein Paar kleiner, quadratischer, lichtgelblich braun gefärbter, stark lichtbrechender und gerade auslöschender Säulchen, welche so wie die Nädelchen als Rutil angesprochen werden dürften.

Das Cement dieses Sandsteines besteht aus kleinen, authigenen Quarzkörnern, die in Folge ihrer innigen Verbindung mit einander zwischen gekreuzten Nicols als buntfleckig polarisirende Masse erscheinen, ferner aus Eisenoxydaten und kaolinischen Producten, authigenen Glimmerblättchen und kleinsten, allothigenen Mineralfragmenten.

Die authigenen Quarzkörner sind in ihrer Grösse ziemlich variabel und charakterisiren sich durch ihre unregelmässigen, erst zwischen gekreuzten Nicols zum Ausdrucke kommenden, tief eingebuchteten Contouren. Nur sehr selten sind diese Körner einseitig krystallographisch begrenzt und auch dann zeigt sich zwischen gekreuzten Nicols meist nur eine scharfe, gerade Linie, welche zwei verschieden gefärbte Felder von einander trennt; an einer Stelle jedoch waren ausnahmsweise drei Seiten eines regulären Sechseckes zur Ausbildung gekommen. Local sind die Quarzkörner in die Länge gezogen und erscheint dann die Quarzmasse stengelig entwickelt, ohne dass es jedoch möglich gewesen wäre, an solchen Stellen eine Einlagerung parallel gestellter Glimmerblättchen nachzuweisen.

Die Quarzmasse ist ziemlich reich an grossen, meist ganz unregelmässig umschriebenen Gaseinschlüssen und zahlreichen kleinsten Bläschen. Beim Drehen des Präparates zwischen gekreuzten Nicols leuchten stellenweise aus dem farbigen Mosaik kleine rundliche Körner heraus. Nimmt man das obere Nicol ab, so verschwinden dieselben fast ganz und nur mit Mühe gelingt es, ihre ungemein zarten Contouren aufzufinden. Bei Anwendung stärkerer Vergrösserungen erweisen sich diese Körner als Quarz. Die Verschiedenheit der Polarisationsfarben an den Rändern gegenüber jenen der Mitte mögen als Spannungserscheinungen zu deuten sein, welche auf Contractionen zur Zeit der Verfestigung der umgebenden Quarzmasse bezogen werden können.

Mit der Quarzmasse des Gesteinscementes verwachsen, treten authigene, kleine, farblose, lebhaft polarisirende Glimmerblättchen auf,

[1]) Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, pag. 266.

welche das gleiche Verhalten wie die für Sericit angesprochenen authigenen Glimmerblättchen des Liegendsandsteines zeigen. Während jedoch in dem letzteren Gesteine die Menge des Glimmers gegenüber jener des Quarzes überwiegt, ist hier das Entgegengesetzte der Fall.

Fast im gleichen Umfange wie Quarz betheiligen sich Eisenoxydate an der Zusammensetzung des Cementes. Dieselben erscheinen als kleinste Knöllchen und Stäbchen, welche theils opak sind, theils blutroth durchscheinen, und die sich local zu compacten, röthlichbraunen Aggregaten anhäufen. In Verbindung mit solchen finden sich dann stellenweise zahlreiche, farblose, seltener schwach röthlich gefärbte, stark lichtbrechende, gerade auslöschende Nädelchen, die sich oft zu knieförmigen Zwillingen und sagenitähnlichen Verwachsungen verbinden und daher als Rutil angesprochen werden dürfen.

Trübe, erdige, zum Theil krümelige Aggregate, welche die Eisenoxydate begleiten und im reflectirten Lichte eine schmutzig gelblichweisse Farbe besitzen, dürften für Kaolin angesprochen werden.

Authigen gebildeter Pyrit ist ziemlich häufig. Er bildet theils kurze, quadratische Säulchen, deren Ecken und Kanten in der Regel schwach zugerundet sind und deren Flächen die dieses Mineral charakterisirende Streifung zeigen, theils fast spindelförmige Körner, welche in Gestalt und Farbe den kupferhaltigen Pyriten gleichen, deren Vorkommen manche Kieslagerstätten der Ostalpen charakterisirt. Apatit, Zirkon und Turmalin treten in gleicher Ausbildungsweise wie in dem Cemente des Liegendsandsteines auf, Anatas scheint zu fehlen. Ganz vereinzelt fanden sich grössere Bruchstücke quadratischer Prismen, die gerade auslöschen, schwach röthlich gefärbt, stark lichtbrechend sind und in auffallendem Lichte einen fast metallischen Glanz besitzen. Stellt man den umgebenden Quarz des Cementes auf Dunkel ein, so erscheinen sie tief roth gefärbt. Es liegt hier wohl allothigener Rutil vor.

Das Verhalten der allothigenen Quarzfragmente gegenüber dem authigenen Quarz und Glimmer des Sandsteincementes ist im Allgemeinen dasselbe wie im Liegendsandsteine. Es fehlen jedoch porphyrische Quarze, die Erscheinungen zeigen würden, welche die Annahme einer Anätzung zur Zeit der Sericitbildung motivirten.

Hinsichtlich seiner Genesis kann das Gestein wohl als ein rein katogenes aufgefasst werden.

Interessante Details bietet der erzführende Sandstein der Lagerstätte. Man hat es hier, wie bereits oben erwähnt worden ist, nicht mit einem einheitlichen Lager, sondern mit einer Art Breccie zu thun, welche aus sehr verschieden grossen, polygonalen, an den Ecken abgerundeten Sandsteinstücken besteht, die von Eisenglanz umwachsen werden. Ueberwiegt das Erz, so kommen grössere, rein erzige Wände, wie solche in ziemlicher Zahl auf den Halden liegen, zur Ausbildung. Wo die Sandsteinstücke nahe aneinander treten, stellen sich die Eisenglanzblättchen häufig senkrecht gegen dieselben. Man kann dann oft zwei verschiedenartige Erzlagen unterscheiden. Eine ältere, welche unmittelbar mit dem Sandstein verwachsen ist, und in welcher kleine Eisenglanzblättchen regellos durcheinander liegen, und eine jüngere, in welcher sich die bis $1^1/_2$ Centimeter langen Blättchen radial anordnen. Es entsteht so eine Art Cocardstructur, die jedoch nicht jene Eigenthümlichkeiten

besitzt, welche z. B. die bekannten Cocarderze der Grube Bergmannstrost bei Clausthal charakterisirten. Die einzelnen Schalen zeigen weder annähernd dieselbe Stärke an verschiedenen Stellen, noch jene Gleichförmigkeit im Verlaufe, welche bei diesen Erzen zu beobachten ist. Der Raum zwischen den Sandsteinstücken, beziehungsweise zwischen den Erzschalen, welche sie umgrenzen, ist von regellos durcheinander gelagerten Eisenglanzblättchen, die oft mit Quarz verwachsen sind, erfüllt.

Schon unter der Loupe beobachtet man, dass die Grenzen der Sandsteinstücke gegen das Erz hin keine sehr scharfen sind. Oft scheinen einzelne Eisenglanzblättchen zwischen die Quarzkörner des Sandsteines einzudringen und finden sich auch im Innern einiger Sandsteinstücke kleine von Eisenglanz durchwachsene Quarzpartien, welche mit der übrigen Erzmasse nicht zusammenhängen.

Zwischen den Sandstein und das Eisenerz schiebt sich stellenweise eine kleinkörnige, weiss bis schwach gräulich gefärbte Quarzmasse ein, die ab und zu selbst wieder kleine, linsenförmige, unter einander parallele Schmitzchen innig verfilzter Eisenglanzblättchen beherbergt. Diese Quarzmasse geht einerseits in das Erz über und dringt oft tief in die Sandsteinstücke ein, so dass man bald den Eindruck einer Verästelung, bald eines allmäligen Ueberganges derselben in die Sandsteinmasse erhält.

Viele Sandsteinstücke werden von schmalen, geradlinig verlaufenden Klüften durchsetzt, welche ebenfalls mit einer weissen Quarzmasse gefüllt sind. Diese Klüfte besitzen eine variable Mächtigkeit von 1 bis 3 Millimeter, schaaren sich ab und zu mit anderen, minder mächtigen Klüften, die dann meist nur wie ein schmaler, zarter Strich auf der Bruchfläche erscheinen, zerschlagen sich in Trümmer, welche sich allmälig auskeilen, verqueren jedoch nie die das Sandsteinstück umhüllende Erzmasse. Makroskopisch gleicht der Sandstein dieser Stücke jenem, welcher das Dach der Lagerstätte bildet. Er hat dieselbe Farbe, ist eher um etwas dunkler als jener. Entschieden grösser ist seine Festigkeit. Sein Bruch ist mehr eben bis flach muschelig; mit dem Hammer abgesprengte Scherben zerbrechen zwar unter dem Drucke der Finger, bröseln jedoch viel weniger stark ab. Die makroskopische Aehnlichkeit der beiden Gesteine kommt auch unter dem Mikroskope zum Ausdrucke. Auffallend ist jedoch das Fehlen von vollkommen frischem Feldspath, sowie das häufige Auftreten blutroth durchscheinender Eisenglimmertäfelchen in der Quarzmasse des Sandsteincementes.

Interessante Einzelheiten bieten einige Körner, welche als Feldspathrelicte angesprochen werden dürften.

Ein grösseres Korn von annähernd rechteckiger Form besteht zum Theil aus einem Aggregate innig verzahnter kleiner Quarzkörner, zum Theil aus einer trüben, im auffallenden Lichte weisslichen bis schmutzig gelblichen, erdigen Masse. Die Quarzmasse zeigt dasselbe Verhalten wie das Quarzcement des Sandsteines. Die trübe Masse löst sich bei Anwendung starker Vergrösserung zu einem Filze ungemein zarter, winziger Blättchen auf, welcher Einschlüsse kleinster opaker Stäbchen und Körnchen, sowie sparsamer blutroth durchscheinender Ferritknöllchen enthält. Dieselbe bildet ziemlich gleich breite, nach Aussen verwaschene Stränge, von denen einer den Rand des Durch-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

schnittes umgrenzt, während mehrere andere vom Rande ausgehend, sich im Inneren desselben unter rechten Winkeln kreuzen. Die hierdurch gebildeten Felder sind zum Theil von der Quarzmasse, zum Theil von besonders einschlussreicher trüber Masse erfüllt. Ein anderes Korn besteht ganz aus einer gleichstruirten trüben Masse, welche vereinzelte kleine, stark doppelbrechende gelbe Körnchen umschliesst, die man in Folge ihres markanten Reliefs und ihrer lebhaften Polarisationsfarben für Epidot halten möchte. Merkwürdig verwaschen und ausgefranst sind die Ränder dieses Feldspathrelictes; die trübe Masse übergreift gewissermassen die Quarzmassen des Gesteinscementes, so dass am Rande derselben unter gekreuzten Nicols die farbigen Quarzkörner wie durch einen immer dicker werdenden Schleier hindurchleuchten.

Ganz vereinzelt fand sich ein wenigstens zum Theil noch ziemlich frischer rechteckiger Plagioklasdurchschnitt, der sich aus zwei Zwillingslamellen zusammensetzt. Die längeren Seiten des Rechteckes, welche der Zwillingsebene parallel verlaufen, sind schwach gewellt; die kurzen werden von unregelmässigen krummen Linien gebildet. Die eine Zwillingslamelle ist durch massenhaft auftretende Stäubchen und grössere opake Körnchen getrübt. Authigener Quarz hat sich local nächst dem Aussenrande derselben angesiedelt.

Fig. 1.

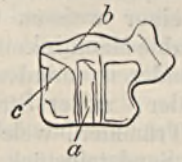
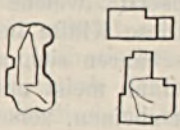


Fig. 2.



Bemerkenswerth ist noch ein grösseres allothigenes Gesteinskorn, das sich aus farblosen Muskovitblättchen, die mit relativ viel Quarz verwachsen sind, aufbaut und welches kleine, stark lichtbrechende, gerade auslöschende, licht grünlichbraun gefärbte Säulchen umschliesst, welche einerseits eine rhomboëdrische Zuspitzung, andererseits eine basale Endigung zeigen. Es verweisen diese Umstände auf Turmalin, wogegen wieder der nur mehr sehr schwache Dichroismus, sowie die sehr wenig lebhaften Polarisationsfarben auf eine ziemlich weit vorgeschrittene Veränderung bezogen werden dürften.

Die Zusammensetzung des Quarzglimmercementes ist im Allgemeinen die gleiche wie im Hangend-Sandsteine.

Die bereits oben bei Besprechung des Liegendsandsteines erwähnten eigenthümlichen Einschlüsse eines hexaëdrischen Minerales in der authigenen Quarzmasse des Gesteinscementes treten auch in fast allen Präparaten dieser Sandsteinstücke auf. Ein ganz abnorm grosser derartiger Einschluss ist in Fig. 1 dargestellt.

Beim Heben und Senken des Tubuses zeigt sich, dass die in der Zeichnung aufrecht stehenden, zum Theil schwach gewellten, zum Theil jedoch ganz gerade verlaufenden Linien *a* den Stufen der treppenförmig sich vertiefenden oberen Begrenzungsfläche angehören, welche nach oben hin in eine gegen die Würfelebene geneigte schräge Ebene *b* verlaufen. Die Trace *c* dieser Ebene auf der Würfelebene dürfte, wenn

ČESKÁ AKADEMIE VĚD A UMĚNÍ

man die etwas geneigte Stellung der letzteren zur Bildebene erwägt, nahezu einer Diagonale entsprechen; diese Ebene liesse sich also als Octaëderfläche deuten.

Mehrere andere charakteristische Formen zeigt Fig. 2 in gleichem Maassstabe. Die Einschlüsse sind, wie schon oben erwähnt wurde, farblos, ziemlich stark lichtbrechend, ihre Oberfläche ist fast ganz unmerklich gerunzelt. Auf seitliches Licht sind sie ganz unwirksam. Auch bei Anwendung des Schrauf'schen Stauroskopoculares zeigt sich keine Spur von Doppelbrechung. Local sind derartige Einschlüsse in recht bedeutender Menge vorhanden.

Hier und da stellen sich Trübungen ein, welche durch das Auftreten opaker Stäubchen bedingt werden. Manche Einschlüsse sind ganz undurchsichtig. Neben denselben enthält das Quarzcement dieses Sandsteines auch noch jene zweite Art von Einschlüssen, welcher bereits oben gedacht worden ist, und die hier in besonders schöner Weise ausgebildet erscheint. Dreht man das Präparat unter gekreuzten Nicols, so leuchten aus dem farbigen Quarzmosaik kleine Körperchen heraus, welche zum Theil die Form kleiner Körner besitzen, zum Theil rectanguläre oder quadratische Contouren zeigen, zum Theil aber auch Formen aufweisen, welche an die unvollkommen ausgebildeten Einschlüsse des tesseralen Minerales erinnern. Entfernt man den oberen Nicol, so sind die äusserst zarten Contouren dieser Einschlüsse kaum mehr wahrzunehmen. In der Regel erkennt man dieselben nur durch die etwas grössere Helligkeit am Rande im Vergleiche zu jener der Mitte. Die Ränder zeigen fast immer andere Polarisationsfarben als die mittleren Partien, so zwar, dass sich der Rand licht färbt, wenn die centralen Partien dunkel sind, und umgekehrt. Nach ihrem optischen Verhalten möchte man diese Einschlüsse für Quarz ansprechen und die letzterwähnte Erscheinung auf örtlich verschiedene Spannungen zurückführen. Bemerkenswerth ist das fast immer sich wiederholende Zusammenvorkommen dieser zwei Arten von Einschlüssen.

Ausser ziemlich häufigen Eisenglimmertäfelchen beherbergt das Quarzcement auch noch sehr spärliche Eisenglanzlamellen. Im Uebrigen finden sich die gleichen Mineraleinschlüsse wie im Hangendsandstein, nur Pyrit scheint zu fehlen.

Interessant ist die Zusammensetzung der schmalen Quarzklüftchen, welche die Sandsteinbruchstücke durchsetzen. Unter dem Mikroskope sieht man, dass dieselben mit einer kleinkörnigen Quarzmasse erfüllt sind, welche local flaserige Aggregationen kleiner, farbloser Glimmerblättchen beherbergt und die ebenfalls reich an jenen Einschlüssen eines tesseralen Minerales und den dieselben nachahmenden Quarzeinschlüssen ist, welche oben besprochen wurden. Neben ihnen treten grössere, oft unregelmässig verästelte Gaseinschlüsse, massenhafte, kleinste Bläschen, hexagonale Eisenglimmertäfelchen und vereinzelte rundliche Pyritaggregationen auf.

Die Grenzen der Quarzmasse dieser Klüftchen gegen den benachbarten Sandstein hin, sind nicht scharf, es ragen einzelne grössere allothigene Quarzkörner und zahlreiche kleine authigene Glimmerlamellen in dieselbe hinein.

Der Granat führende Porphyrit von Liescha in Kärnten wird stellenweise von Querspalten durchzogen, welche mit Quarz erfüllt sind. Dieselben konnten erst nach der Verfestigung des Gesteines entstanden sein, da bei ihrer Bildung die Gemengtheile zerbrochen und die einzelnen Bruchstücke gegen einander verschoben wurden. Im vorliegenden Falle fehlen derartige Vorkommnisse. Da überdies die Füllung dieser Klüfte mit der Zusammensetzung des Quarzcementes der Sandsteinbruchstücke übereinstimmt, so möchte man dieselben als Primärtrümmer ansehen, welche während der Verfestigung des Gesteines gebildet wurden.[1])

Versuche, welche bezweckten, durch mikrochemische Prüfung dieser Quarzmasse eine Einsicht in die Natur ihrer Einschlüsse zu bekommen, führten zu keinem befriedigenden Resultate. Eine vollständige Entfernung des Glimmers war nicht möglich und ist daher die kräftige *Ka*, sowie die sehr schwache *Fl*-Reaction, welche man erhielt, hierauf zurückzuführen. *Na* liess sich mikrochemisch nicht nachweisen; als jedoch das Quarzpulver mit *Am Fl* vor dem Löthrohre behandelt wurde, stellte sich eine schwache, jedoch deutliche *Na*-Reaction ein. Eine mikrochemische Prüfung auf *Cl* musste Mangels *Cl*-freier Reagentien unterlassen werden.

Mehr Aufschlüsse bot das Spectroskop. Ein Quarzsplitterchen wurde an einem Platindraht in die nicht leuchtende Flamme des Bunsenbrenners gebracht und das von demselben ausgestrahlte Licht spectroskopisch geprüft. Es zeigte sich anfänglich die charakteristische *Na*-Linie, welche allmälig verschwand, um dann von Zeit zu Zeit auf's Neue grell aufzublitzen. Daneben erscheinen ähnliche, jedoch bedeutend schwächere Lichtblitze in der Nähe der Linie β des *Ca*, wogegen die Linien des *Ka* fehlten. Die anfänglich continuirliche, allmälig verblassende *Na*-Linie ist theils auf anhaftende Staubpartikelchen, theils auf den Schweiss der Hand zurückzuführen; die folgenden *Na*-Lichtblitze verweisen wohl auf die Gegenwart von Kochsalz, das Fehlen der *Ka*-Linien auf das Nichtvorhandensein einer Verbindung des Kalis mit flüchtigen Säuren.[2])

Wie oben bemerkt worden ist, zeigen manche isotrope Einschlüsse Trübungen, welche durch das Auftreten opaker Stäubchen bedingt wurden und sind einzelne derselben fast ganz undurchsichtig.

Durch Heben und Senken des Tubuses erkennt man, dass diese getrübten Einschlüsse von der oberen oder der unteren Schliffläche getroffen wurden, dass manche nur theilweise getrübt, theilweise vollkommen klar sind und dass dann der klare Theil des Einschlusses in den Quarz hineinreicht, wogegen der trübe in der Schliffläche liegt.

Wird dieses Verhalten mit den Resultaten der optischen und chemischen Prüfung combinirt, so dürfte der Schluss berechtigt erscheinen, dass hier Kochsalzeinschlüsse[3]) vorliegen. Beim Schleifen ist das Salz theilweise gelöst worden; feines Schleifmaterial trat an seine Stelle und verhinderte eine vollständige Entfernung desselben.

[1]) Vergl. Lossen, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1875, Bd. XXVII, pag. 255.
[2]) Vergl. Dr. H. Vogel, Praktische Spectralanalyse. Nördlingen 1877, pag. 89.
[3]) Vergl. Franz Eigel, Ueber einige Eruptivgesteine der pontinischen Tafeln. In Tschermak's Mineralog. u. petrogr. Mitth., 8 Bd., pag. 80.

Die nachahmenden Quarzeinschlüsse sind demnach wohl als eigentliche Pseudomorphosen von Quarz nach Steinsalzen aufzufassen.

Die weisse, bis schwach grauliche Quarzmasse, welche sich, wie oben erwähnt, stellenweise zwischen den Sandsteinbruchstücken und das Erz einschiebt, ist sehr verschieden ausgebildet.

Zum Theil kann sie als Sandstein aufgefasst werden, dessen Eisenoxydate weggeführt sind, so dass die allothigenen Quarzkörner nur mehr von einem aus authigener Quarzmasse und spärlichen authigenen Glimmerblättchen componirten Cemente verbunden sind; zum Theil besteht sie aber nur mehr aus einem Aggregate grösserer, tief eingebuchteter, oft jedoch einseitig scharf krystallographisch umgrenzter, innig miteinander verwachsener authigener Quarzkörner, für deren secundäre Natur namentlich das, wenngleich spärliche Auftreten allothigener Turmalinkörner spricht. Im letzteren Falle ist die Quarzmasse oft ganz frei von den das authigene Quarzcement des Sandsteines charakterisirenden Einschlüssen, dagegen stellenweise reich an Eisenglanz. Derselbe bildet opake, zerhakte und ausgefranste Formen, die sich aus langen, schmalen Lamellen aufbauen, welche die Tendenz zeigen, sich unter 30 bis 60° aneinander zu lagern. Blutroth durchscheinende, meist unregelmässig contourirte, seltener sechsseitig umschriebene Eisenglimmerblättchen schliessen sich local diesen opaken Lamellen an.

Bemerkenswerth ist das Vorkommen grösserer entschieden allothigener Muskovitblättchen, die von parallel gelagerten Eisenglanzlamellen umwachsen werden, sowie das Auftreten scharfer, hexagonaler Quarzdurchschnitte in diesen Erzanhäufungen.

Ganz vereinzelt fand sich in der Quarzmasse ein kleines bräunliches, deutlich hexagonales, terminal zugespitztes, ungemein scharf ausgebildetes Apatitsäulchen.

Herrscht Eisenglanz in der Quarzmasse vor, so erhält man makroskopisch den Eindruck einer Angliederung des Erzes an die Sandsteinbruchstücke, tritt er dagegen zurück, den einer Einlagerung von Quarz zwischen Erz und Sandstein. Ist das letztere der Fall, so stellt sich öfters in der Quarzmasse eine feine parallele Streifung ein, so dass auch bei Anwendung schwacher Vergrösserungen meist das ganze Gesichtsfeld von derselben erfüllt ist. Es rührt dieselbe von sehr kleinen, bläschenförmigen, hier und da auch unregelmässig verästelten schlauchförmigen Einschlüssen her, welche in unter einander fast parallelen Reihen angeordnet sind. Dieselben scheinen Fluidaleinschlüsse zu sein, doch liess sich in Folge ihrer ausserordentlich geringen Grösse auch bei Anwendung sehr starker Vergrösserungen nichts Sicheres über ihre Natur ermitteln.

Eine scharfe Grenze zwischen diesen verschiedenen Ausbildungsweisen besteht ebensowenig, wie zwischen der Quarzmasse selbst und dem benachbarten Sandstein. Es geht vielmehr die eine Substanz in die andere über, ohne dass sich hinsichtlich dieser Uebergänge eine gewisse Aufeinanderfolge feststellen liesse.

Das Bestehen derartiger Uebergänge wird auch beim Studium solcher Schliffe klar, welche aus Stücken angefertigt wurden, die man bergmännisch als Mittelerz bezeichnen könnte und welche aus der,

den Raum zwischen zwei Sandsteinbruchstücken erfüllenden Masse stammen.

Makroskopisch setzen sich dieselben aus einer Quarzmasse zusammen, welche von Eisenglanzblättchen durchwachsen ist und die bald kleine röthliche Sandsteinpartien von 5 bis 10 Millimeter Durchmesser, bald nur kleine röthliche Fleckchen umschliesst.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Sandsteinpartien eine gleiche Zusammensetzung wie der Hangendsandstein besitzen. Ihr Cement ist wie bei jenem reich an Eisenoxydaten und beherbergt auch keine hexaëdrischen Einschlüsse.

Die Eisenoxydate, sowie das häufige Auftreten kleiner Bläschen und innig verfilzter, mit authigenem Quarz verwachsener Sericitschüppchen bedingen, dass diese Sandsteinpartien nur trübe durchscheinen. Nach aussen verschwindet diese Trübung, stellenweise nur allmälig, local schneller, die Interpunctionen treten zurück, die Quarzkörner werden grösser und erhalten eine regelmässigere Umgrenzung, während sich zugleich die opaken, zerhakten und ausgefransten Formen des Eisenglanzes einstellen, welche local ziemlich weit in die trübe Masse des Sandsteinkornes hineinreichen.

Aehnliche Verhältnisse finden sich dort, wo in der Quarzmasse keine Sandsteinpartien, sondern nur mehr kleine röthliche Fleckchen vorhanden sind. Unter dem Mikroskope hat man eine Masse vor sich, welche dem Quarzcemente der Sandsteinbruchstücke nahekommt und welche stellenweise auch die oben als Kochsalz gedeuteten Einschlüsse desselben beherbergt. In dieser Quarzmasse treten Eisenglanzpartien, Aggregationen kleiner authigener Glimmerblättchen, sowie trübe, verwaschen begrenzte, bräunliche Flecke auf, welche bei starker Vergrösserung als Anhäufungen kleiner Ferritkörnchen erscheinen, wie solche auch im Quarzcemente des Hangendsandsteines sich finden.

Wo die Grösse der authigenen Quarzkörner wächst, verschwinden diese Interpunctionen mit Ausnahme der Eisenglanzlamellen und es stellt sich local auch hier wieder die schon oben erwähnte Streifung ein, welche durch parallele Züge kleinster Bläschen bedingt wird.

Hinsichtlich der Genesis dieses Erzvorkommens mögen zum Schlusse noch einige Worte am Platze sein.

Das lagerartige Auftreten der Erze, das Fehlen von Gangbildungen im Hangendsandstein, sowie die Details, welche beim Studium des erzführenden Sandsteines gewonnen wurden, scheinen dafür zu sprechen, dass die Ablagerung des Erzes vor der Verfestigung des Gesteines[1]) erfolgte. Die Beschaffenheit und Füllung der schmalen Klüfte, welche die von Eisenglanz umwachsenen Sandsteinstücke durchziehen und die oben als Primärtrümmer gedeutet wurden, die Uebergänge der erzführenden Quarzmasse in die Masse dieser Sandsteinstücke, das Auftreten allothigener Mineralpartikelchen in dieser Quarzmasse dürften eine andere Deutung kaum zulassen. Mit einer solchen Annahme sind aber auch die „lagerförmige Textur“ und die „Breccienbildung“ nicht unvereinbar.[2])

---

[1]) Vergl. Rothpletz, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. XXXII. Bd., pag. 461.
[2]) Vergl. A. v. Groddeck, Ueber Lagergänge. pag. 7.

Unser Erzvorkommen wäre also den „Ausscheidungsflötzen v. Groddeck's[1]) beizuzählen.

Ueber die Herkunft der Erze, welche eine Erzniederlage, speciell ein Gang, umschliesst, fanden sehr verschiedene Anschauungen Vertreter. Ihre Abstammung aus dem Nebengesteine ist schon von Delius[2]), Gerhard[3]) und Lasius[4]), in neuerer Zeit von Henwood[5]), Forchhammer[6]) und namentlich von Sandberger[7]) behauptet worden. Sehr zutreffende Bemerkungen gegen diese Annahme wurden schon von Reuss[8]) vorgebracht und hat sich in jüngster Zeit insbesondere auch Stelzner[9]) gegen die zu weit gehende Verallgemeinerung dieser Auffassung ausgesprochen. Auch in dem vorliegenden Falle dürfte die Annahme, dass die erzige Füllung unserer, durch ihre eigenthümliche Structur an gewisse Quergänge erinnernden Lagerstätte dem Nebengestein entstamme, kaum zulässig sein. Es wäre dann schwer verständlich, wieso die von Eisenglanz umwachsenen Sandsteinstücke mit ihren Eisenoxydaten nicht auch ihre dunkelrothe Farbe in Folge Auslaugung eingebüsst haben.

Auffallend muss es erscheinen, dass im Liegenden des Erzvorkommens ein Gestein sich findet, an dessen Aufbau porphyrisches Material betheiligt ist. Bekanntlich treten heisse Quellen und Gasexhalationen im Gefolge eruptiver Thätigkeit auf und vermuthet daher auch Naumann[10]) wohl mit Recht, dass „an Kieselerde reiche Mineralquellen, auf den durch die Porphyrgänge geöffneten Spalten und Rissen der Erdkruste ihren Ausgang fanden" und das Material für das Kieselcement gewisser Sandsteine lieferten. Vielleicht fand ein ähnlicher Vorgang auch in dem vorliegenden Falle zu einer Zeit statt, als die Masse des erzführenden Sandsteines zur Ablagerung kam, beziehungsweise bevor noch jene des Hangendsandsteines sedimentirt wurde und war eine solche Mineralquelle auch die Veranlassung zur Ablagerung des Eisenerzes.

Bunsen ist bei seinen Untersuchungen über die pseudovulcanischen Erscheinungen auf Island zu dem Ergebnisse gelangt, dass die mit der vulcanischen Thätigkeit auf dieser Insel verbundenen Gasexhalationen drei Perioden durchlaufen, deren erste durch Chlorverbindungen charakterisirt ist, während in der zweiten schweflige Säure und Schwefelwasserstoff und in der dritten Kohlensäure die Hauptrolle spielen. Später stellte Chr. St. Claire Deville fest, dass unter den Gasen der ersten Periode Chlor- und Fluorverbindungen, unter denen

---

[1]) Die Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879, pag. 94.

[2]) Abhandlung von dem Ursprunge der Gebirge und der Erzadern. Leipzig 1770, pag. 62. — Anleitung zur Bergbaukunst. Wien 1773, pag. 4.

[3]) Versuch einer Geschichte des Mineralreiches. Berlin 1781, I. Th., pag. 269.

[4]) Beobachtungen über das Harzgebirge. Hannover 1789, II. Th., pag. 413.

[5]) Leonhard's Jahrbuch. 1840, pag. 489.

[6]) Poggendorff's Annalen. 1855, pag. 60.

[7]) Vergl. Stelzner, Die Lateralsecretionstheorie und ihre Bedeutung für das Přibramer Ganggebiet. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch. Wien 1889, pag. 1, und die daselbst angeführte Literatur.

[8]) Lehrbuch der Geognosie. Leipzig 1805, III, 2, pag. 806.

[9]) l. c.

[10]) Geognosie. Leipzig 1854, II, pag. 699.

der zweiten Schwefelwasserstoff und schweflige Säure, unter denen der dritten Kohlenwasserstoff und Kohlensäure vorherrschen.[1])

Das Vorkommen von Eisenglanz auf Klüften recenter Laven ist schon lange bekannt[2]); seine Bildung im Wege der Zersetzung von Chloreisen durch Wasserdampf scheint zuerst Mitscherlich[3]) dargelegt zu haben. Cotta[4]) und Daubrée[5]) vermuthen, dass selbst mächtigere Lager von Eisenglanz aus einer derartigen Zersetzung hervorgegangen sein könnten, und Daubrée meint, „dass viele Eisenglanzlager, die sich in verschiedenen Gegenden in der Nähe von Graniten, Porphyren und anderen Eruptivgesteinen finden, aus einer Sublimation wie bei den Vulkanen entstanden sind". In dem vorliegenden Falle schliesst die innige Verwachsung des Eisenglanzes mit einem Quarz, dessen Eigenschaften wohl nicht auf eine Bildung durch Sublimation hinweisen, auch die Annahme einer Entstehung unserer Erzlagerstätte auf diesem Wege aus.

Wie oberirdische Vulkane von Gasexhalationen, mögen submarine von wässerigen Lösungen solcher Gase begleitet werden und mag noch lange nach dem Aufhören der Eruption eine Quellenthätigkeit fortdauern[6]), als deren Resultat auch jene mit Eruptivgesteinen verbundenen Eisensteinvorkommen betrachtet werden können, welche Elie de Beaumont[7]) als „mehr oder minder directe Folge der Eruption" bezeichnet.

Die Möglichkeit der Ausscheidung von Eisenglanz aus wässerigen Lösungen wird nun nicht nur durch den Umstand dargethan, dass derselbe als Vererzungsmittel von Conchilien bekannt ist[8]), sondern wurde auch experimentell nachgewiesen.[9])

Vielleicht ist die in Rede stehende Erzniederlage auf Chlor-, respective Fluoreisen führende Lösungen zurückzuführen, die nach einer Porphyreruption auftraten[10]), und stehen die oben beschriebenen, für Kochsalz angesprochenen Einschlüsse eines tesseralen Minerales in der Quarzmasse des Sandsteincementes, sowie das fast vollständige Fehlen frischen Feldspathes in dem erzführenden Sandsteine selbst mit der Thätigkeit solcher Lösungen im causalen Zusammenhange.

---

[1]) Vergl. Ferdinand Freiherr v. Richthofen, Jahrb. d. k. k geol. Reichsanstalt. XI. Jahrg., pag. 255. — E. Reyer, Theoretische Geologie. Stuttgart 1888, pag. 265.

[2]) Vergl. F. A. Reuss, Lehrbuch der Geognosie. Leipzig 1805, III, 2, pag. 686, und die daselbst citirte Literatur.

[3]) Bronn, Handbuch einer Geschichte der Natur. Stuttgart 1841, pag. 111. — Poggend., Annalen. XV. Bd., pag. 630.

[4]) Gangstudien. II, pag. 468.

[5]) Synthetische Studien zur Experimentalgeologie. Deutsch von Dr. A. Gurlt. Braunschweig 1880, pag. 38.

[6]) Vergl. Alexander v. Humboldt, Kosmos. Stuttgart. Cotta. I, pag. 454.

[7]) Cotta. Gangstudien. II, pag. 347.

[8]) J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Berlin 1879. I. Bd., pag. 612.

[9]) Vergl. W. Bruns, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 1889, II. Bd., pag. 63. — C. Doelter, Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. Jahrg. 1889, pag. 133 — u. A.

[10]) Vergl. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Berlin 1890, III. Bd., pag. 176.

Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen.

II. Theil.[1]

Der pieninische Klippenzug.

Von **Dr. Victor Uhlig.**

Mit sechs Tafeln (V—X).

I. Einleitung.

Der vorliegende zweite Theil des Berichtes über meine geologischen Aufnahmen in Westgalizien ist der Hauptsache nach das Ergebniss der im Jahre 1885 durchgeführten Begehungen. Wie ich schon in der Einleitung zum ersten Theile erwähnt habe, wurde mir von der Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt im Jahre 1885 die Detailaufnahme der Blätter Neumarkt-Zakopane (Zone 8, Col. XXII) und Szczawnica-Lublau (Zone 8, Col. XXIII), (im Maassstabe von 1 : 75.000) übergeben, nachdem mir ein Theil des letzteren Blattes schon durch die Aufnahmen des vorhergehenden Jahres (1884) theilweise bekannt geworden war.

Die genannten Kartenblätter enthalten ausser dem pieninischen[2] Klippenzuge und der mesozoischen Gebirgsinsel von Rauschenbach noch einen schmalen Randstreifen vom Nordabfalle der Hohen Tatra, der aber in den folgenden Zeilen nicht zur Besprechung gelangen wird, da ich die Hohe Tatra in einem besonderen Aufsatze zur Darstellung zu bringen gedenke.

Bei der Sichtung und Zusammenfassung der Beobachtungsmaterialien aus dem Jahre 1885 ergab sich die Nothwendigkeit, zur Klärung einzelner wichtiger Fragen, gewisse Punkte nochmals aufzusuchen und

[1]) S. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, Bd. XXXVIII, pag. 83—264.

[2]) Die Bezeichnung „Penninen", welche ich bisher im Anschlusse an M. Neumayr verwendet habe, ist durch den richtigeren und jede Verwechslung ausschliessenden Ausdruck „Pieninen" zu ersetzen.

Revisionen vorzunehmen, wozu ich im Sommer 1888 und im Herbste 1889 Gelegenheit hatte.

Die pieninische Klippenzone ist allgemein als ein Gebiet anerkannt, welches vermöge seiner eigenartigen, fast einzig dastehenden und höchst verwickelten geologischen Erscheinungen, vermöge seines Fossilreichthums und der grossen Rolle, welche es in der Geschichte der Karpathengeologie gespielt hat, ein hervorragendes Interesse in Anspruch nehmen darf. Vor Allem ist es ein Gebiet, zu dessen Verständniss sich die einfache geologische Beschreibung selbst dann als unzulänglich erweist, wenn sie von zahlreichen Durchschnitten begleitet wird. Das überaus reiche, schier erdrückende Detail lässt sich nur beherrschen, wenn es kartographisch festgehalten wird, und von der äusseren Erscheinungsform der Klippen wird nur dann eine richtige Vorstellung erweckt werden können, wenn Landschaftsbilder die Beschreibung unterstützen.

Leider vermag die vorliegende Arbeit diesen Forderungen nur zum Theil gerecht zu werden. Dank dem freundlichen Entgegenkommen des ungarischen Karpathenvereines war es möglich, in der Klippenzone eine Reihe von photographischen Aufnahmen zu bewerkstelligen, von denen die wichtigsten hier reproducirt wurden. Wenn nun auch die Fülle der eigenthümlichen Klippengestaltungen dadurch keineswegs erschöpft ist, so sind diese Bilder doch geeignet, wenigstens die gewöhnlichste Erscheinungsform zu versinnlichen.

Dagegen blieb es mir versagt, dieser Arbeit auch die geologischen Karten beilegen zu können. Dieselben werden zwar in kurzer Zeit im Druck erscheinen, jedoch als Bestandtheil der neuen Kartenausgabe, welche von der Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt vorbereitet wird. Ich muss mich damit begnügen, auf diese Karten zu verweisen und erlaube mir, schon hier einige Bemerkungen zu denselben einzufügen. Der angenommene Maassstab von 1 : 75.000 genügt nicht, um jedes Detail, jeden einzelnen der oft winzigen Klippenfelsen richtig eintragen zu können, es mussten einige Zusammenziehungen vorgenommen werden, welche aber nicht so bedeutend sind, um das Gesammtbild wesentlich zu beeinträchtigen. Einzelne, besonders wichtige Theile der Karte wurden auf zinkotypischem Wege vervielfältigt und in den Text aufgenommen, ferner wurde eine schematische Kartenskizze beigegeben, wodurch dem Ausfall der vollständigen Karten in dieser Arbeit wenigstens theilweise begegnet wurde.

Die Anordnung des Stoffes ist folgende:

I. Einleitung.
II. Literatur.
III. Entwicklung und gegenwärtiger Stand der geologischen Kenntniss der karpathischen Klippen.
IV. Detailbeschreibung.
V. Uebersicht der ausgeschiedenen Schichtgruppen.
VI. Tektonik und allgemeine Ergebnisse.

Das Literaturverzeichniss erstreckt sich nicht nur auf die Klippenzone, sondern auch auf die Hohe Tatra. Es wurden dadurch weitläufige Wiederholungen vermieden, welche bei der Aufstellung gesonderter Literaturverzeichnisse nothwendig gewesen wären.

Dem ungarischen Karpathenverein, der die Mittel zur Durchführung der photographischen Aufnahmen in den Klippen in liberalster Weise zur Verfügung gestellt hat, gebührt mein wärmster Dank, dem ich an dieser Stelle Ausdruck zu geben mir erlaube.

II. Literatur.

Da sowohl die pieninische Klippenzone, wie die Hohe Tatra keine in sich abgeschlossenen Gebiete bilden und die geologischen Erscheinungen derselben ohne Kenntniss der benachbarten Gegenden nicht genügend verstanden werden können, schien es mir nothwendig, auch die Literatur über die übrigen Theile der südlichen Klippenzone, also die Klippenregion des Waagthales, der Arva, des Saroser, Ungher und Marmaroscher Comitats, ferner die Literatur über die übrigen Centralkerne der Westkarpathen und deren sedimentäre Umrahmungen in das Verzeichniss aufzunehmen. Wegen der Beziehungen, welche zwischen dem südlichen und dem nördlichen Klippenzuge bestehen, wurden endlich auch die wichtigsten Schriften, welche den letzteren betreffen, namhaft gemacht. Es musste somit ein beträchtlicher Theil der Gesammtliteratur über die Westkarpathen hier Berücksichtigung finden. Ausgeschlossen erscheinen jene Aufsätze, welche sich nur auf die Flyschbildungen zwischen der Klippenzone und dem Nordrande[1]), das Miocän, die grossen Eruptivmassen und die Erzlagerstätten beziehen.

Von der Literatur des achtzehnten Jahrhunderts, die ja grösstentheils nur topographisch-mineralogischer Natur ist, wurden nur wenige Werke aufgezählt. Wer sich hierfür interessirt, findet namentlich bei Beudant und Pusch eingehende Angaben.

Die vorgenommenen Kürzungen haben folgende Bedeutung: Jb. = Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, Verhdl. = Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt. N. Jb. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart. Sitzb. Ak. = Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Haiding. Ber. = Haidinger's Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien. Földt. köz. = Földtani közlöny havi folyóirat kiadja a Maghyarhoni Földtani Társulat. (Geologische Mittheilungen, Zeitschrift der Ung. geologischen Gesellschaft) Budapest. Jahrb. ung. Karp.-Ver. = Jahrbuch des Ungarischen Karpathenvereins, Igló (erscheint in deutscher und ungarischer Sprache). Ber. physiogr. Comm. Krakau = Berichte der physiographischen Commission der k. k. Gelehrten-Gesellschaft in Krakau (Sprawozdanie komisyi fizyograficznéj c. k. towarzystwa naukowego krakowskiego; erscheint nur in polnischer Sprache).

Als bibliographisches Werk, welches auch die geologische Literatur der Karpathen berücksichtigt, ist die vom Ungarischen Karpathenvereine herausgegebene Bibliotheca carpathica von Hugo Payer (Igló 1880) zu nennen. Wichtige Handhaben bietet ferner in dieser Hinsicht das

[1]) Die Literatur über diese Flyschbildungen ist im ersten Theile dieser Arbeit angeführt worden.

ausgezeichnete Literaturverzeichniss über die tithonische Stufe, welches Neumayr in seinen Jurastudien[1]) veröffentlicht hat.

Die Arbeiten von L. Zeuschner (Zejszner), welche namentlich in der älteren Karpathenliteratur eine grosse Rolle spielen und in zahlreichen, verschiedensprachigen Zeitschriften verstreut sind, findet man in den Berichten der physiographischen Commission vom Jahre 1875 vollzählig verzeichnet.

1790—1796.

B. Hacquet, Neueste physikalisch-politische Reisen in den Jahren 1788—1795 durch die nördlichen Karpathen. Nürnberg.

1791.

J. E. v. Fichtel, Mineralogische Bemerkungen über die Karpathen. Wien.

1805.

B. Hacquet, Bemerkungen über das karpathische Gebirge. Moll's Annalen der Berg- u. Hüttenkunde. III. Bd., pag. 366.

1806.

St. Staszic, Carta geologica totius Poloniae, Moldaviae, Transsylvaniae et Valachiae.

1809.

A. Patzowsky, Bemerkungen über die Telkebanyer Gebirgskette. Leonhard's Taschenbuch. III. Bd., pag. 354.

1815.

C. v. Schindler, Geognostische Bemerkungen über die nordkarpathischen Gebirge in Galizien und Lodomerien. Wien.

St. Staszic, O ziemiorodztwie karpatów i innych gór i równin Polski. Warszawa.

Zipser, Beitrag zur geognostischen Kenntniss der Umgebungen von Neusohl. Leonhard's Taschenbuch. IX. Bd., 1. Abth., pag. 108.

1816.

Zipser, Ammoniten aus dem Arvaer Comitat. Leonhard's Taschenbuch. X. Bd., 1. Abth., pag. 286.

1819.

Zipser, Bemerkungen bei einer Fussreise über die Karpathen nach Polen. Leonhard's Taschenbuch, XIII. Bd., pag. 283.

1820.

Dunin-Borkowsky, Lagerung des Kalksteines von Czorsztyn und Koscielisko. Leonhard's Taschenbuch XIV. Bd., pag. 599.

Zipser, Geognostische Bemerkungen auf einer Reise durch das nördliche Ungarn. Leonhard's Taschenbuch. XIV. Bd., 2. Abth., pag. 355.

1822.

F. S. Beudant, Voyage mineralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris.

C. v. Oeynhausen, Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien und den nächst angrenzenden Gegenden von Polen, Galizien und Oesterreichisch-Schlesien. Essen.

1823.

G. Pusch, Bemerkungen über v. Oeynhausen's Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien. Leonhard's Taschenbuch XVII Bd., 4. Abth., pag. 751.

1824.

G. Pusch, Geognostisch-bergmännische Reise durch einen Theil der Karpathen. Leipzig.

1825.

K. Lill v. Lilienbach, Die Steinsalzgebilde in den Alpen und den Nordkarpathen. Jahrbücher d. polytechn. Institutes. Wien, VI. Bd., pag. 166–188.

1827.

K. Lill v. Lilienbach, Andeutungen über die Charakteristik der Felsarten. Leonhard's Zeitschr. XXI. Jahrg., II. Bd., pag. 247.

1828.

K. Lill v. Lilienbach, Briefliche Mittheilung. Leonhard's Zeitschr., XXII. Jahrg., I. Bd., pag. 385.

G. Pusch, Briefliche Mittheilung. Leonhard's Zeitschr., XXII. Jahrg., I. Bd., pag. 388.

1829.

Ami Boué, Briefliche Mittheilung. Leonhard's Zeitschr. XXIII. Jahrg., II. Bd., pag. 779.

[1]) Jahrb. 1871, pag. 453—470.

Ami Boué, Geognostisches Gemälde von Deutschland, herausgegeben von C. v. Leonhard. Frankfurt.

G. Pusch, Ueber die geognostische Constitution der Karpathen und der Nordkarpathenländer. Karsten's Archiv, I. Bd., pag. 29—56.

1830.

Ami Boué, Résumé des observations sur l'âge relatif des dépôts secondaires dans les Alpes et les Carpathes. Journal de Géologie par Boué, Jobert et Rozet. Paris, I. Bd., pag. 56—86, 115—151.

— Aperçu sur le sol tertiaire de la Gallicie. Journal de Géologie. Paris. I. Bd., pag. 337—354.

K. Lill v. Lilienbach, Geognostische Karte der Karpathen. Aus den Tafeln zur Statistik der österr.-ungar. Monarchie.

— Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpathen. N. Jb., pag. 153—220.

L. Zeuschner, Reisebrief aus den Karpathen. N. Jb., pag. 74—76.

A. Boué, Zusätze zum geognostischen Gemälde von Deutschland. N. Jb., pag. 76.

1831.

G. Pusch, Auszug aus einem Schreiben. Karsten's Archiv, III. Bd, pag. 210 bis 211.

Ch. Keferstein, Teutschland geognostisch-geologisch dargestellt und mit Charten und Durchschnitten erläutert. Weimar. VII. Bd., 2. Heft.

L. Zeuschner, Reisebericht, einige Nachrichten über einen Ausflug in die Karpathen. N. Jb., pag. 295.

1832.

L. Zeuschner, Geognostische Beschreibung von Czorsztyn und seinen Umgebungen. N. Jb., pag. 7—18.

— Reise auf die Babia góra in den Bieskieden. N. Jb., pag. 408—411.

1833.

L. Zeuschner, Reisebrief aus den Karpathen. N. Jb., pag. 316—319.

G. Pusch, Geognostische Beschreibung von Polen, sowie den übrigen Nordkarpathenländern. Stuttgart und Tübingen.

1834.

A. Boué, Coup d'oil d'ensemble sur les Carpathes, le Marmarosh, la Transsylvanie et certaines parties de la Hongrie. Mém. Soc. géol. France. Paris, I. vol., 2. part., pag. 215—235.

K. Lill v. Lilienbach, Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne de Carpathes en Bukovine, en Transsylvanie et dans le Marmarosh. Mém. Soc. géol. France. Paris, I. vol., 2. part., pag. 237—316.

L. Zeuschner, Ueber die Syenite und Diorite in der Umgebung von Teschen. N. Jb., pag. 16—25.

1835.

L. Zeuschner, Geognostische Beschreibung von Szczawnica und Szlachtowa in Polen. N. Jb., pag. 636—666.

1836.

L. Zeuschner, Reisebrief aus den Karpathen. N. Jb., pag. 353—359.

1837.

L. Zeuschner, Terebrateln, *Lima proboscidea*; der Karpathensandstein gehört nach den Versteinerungen in die Oolithreihe. N. Jb., pag. 318.

G. Pusch, Polens Paläontologie. Stuttgart.

1839.

L. Zeuschner, Arbeiten in der Tatra; der sogenannte Nummulitenkalk ist Dolomit. N. Jb., pag. 689—690.

— Der Karpathensandstein gehört zur Juraformation. N. Jb., pag. 185.

1840.

Zipser, Die Gerlsdorfer Spitze ist die höchste in den Karpathen. N. Jb., pag. 431—433.

G. Pusch, Nachträge zur Geognosie Polens. N. Jb., pag. 95; Flötzgebirge um Neusohl und in den Karpathen. N. Jb., pag. 355 bis 358.

E. F. Glocker, Ueber den Jurakalk von Kurowitz in Mähren und über den darin vorkommenden *Aptychus imbricatus*. Act. Acad. Leopold.-Carol. XIX. Bd., Suppl. II, pag. 275—334.

A. v. Alth, Uebergangskalk, Bergkalk, Karpathensandstein, Kreide, Tertiärgebilde in Galizien. N. Jb., pag. 334 bis 336.

L. Zeuschner, Profil der Karpathen. Bericht über die Versammlung deutsch. Naturf. u. Aerzte. Prag, pag. 148.

1841.

L. Zeuschner, Ueber das Alter der Conglomerate im Koscielisker Thale in der Tatra. N. Jb., pag. 70—73.

— Hebungssysteme der Karpathen. Karpathensandstein ist Jura. N. Jb., pag. 74.

— Reisebrief aus der Gegend von Neusohl. N. Jb., pag. 88—90.

A. v. Alth, Ueber die Gebirgserhebungen der Karpathen, besonders der Bukowina. N. Jb., pag. 347—350.

L. Zeuschner, Reisebrief aus den Karpathen. Kubin, Parnica, Kralowan. Schichten mit *Gryphaea columba*. N. Jb., pag. 351.

1842.

E. F. Glocker, Beiträge zur geognostischen Kenntniss Mährens. N. Jb., pag. 22 bis 34.

L. Zeuschner, Reise in den Karpathen und der Tatra. Die Nummulitenformation ist Lias, Versteinerungen desselben. N. Jb., pag. 274—275.

— Nummulitendolomit und Karpathensandstein der Tatra, deren Versteinerungen. N. Jb., pag. 429—431.

E. F. Glocker, Ueber eine neue räthselhafte Versteinerung aus dem thonigen Sphärosiderit der Karpathensandsteinformation im Gebiete der Beskiden. Nova Act. Acad. Leopold. - Carol. XIX. Bd., pag. 675—700.

L. Zeuschner, Rzut oka na budowę geologiczną Tatrów; wzniezień odnich rowno-odległych tudzież porównanie ich skał warstwowych z Alpejskemich. Bibliotheka Warszawska.

J. Hrdina, Geschichte der Wieliczkaer Saline. Wien bei Gerold.

1843.

L. Zeuschner, Karpathensandstein gehört zum Jura, nicht zur Kreide. N. Jb., pag. 704—705.

1844.

E. W. Beyrich, Ueber die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. Karsten's Archiv. XVIII. Bd., pag. 1—86.

G. Pusch, Neue Beiträge zur Geognosie von Polen. N. Jb., pag 183.

L. Zeuschner, Liaskalk in der Tatra. N. Jb., pag. 184.

— Ueber gewisse weisse und rothe, öfters körnige Kalksteine in Oesterreich und Italien. N. Jb., pag. 325—328.

— Carte géologique de la chaine du Tatra et des soulèvements parallèles. Berlin (s. Karsten's Archiv, XVIII. Bd., pag. 590—594).

P. Partsch, Erläuternde Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben. Wien.

1845.

Werther, Analyse des polnischen Nummulitenkalkes (Dolomits). N. Jb., pag. 671—672.

E. F. Glocker, Bemerkungen über einige Terebrateln aus dem Jurakalke Mährens und Ungarns. Nov. Act. Acad. Leopold.-Carol. XXI. Bd., pag. 495—516.

Ferstl v. Förstenau, Geognostische Betrachtung der Nikolsburger Berge. Wien.

R. Murchison, Verneuil and Keyserling, The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. London, pag. 264 bis 265, 656.

L. Zeuschner, Paläontologia polska. Poszyt I. Warschau (unvollendet).

— Badania w przedmiecie rzeczy przyrodzonych w Galicyi w królewstie polskiem, na Wolyniu i na Podoly. Lemberg (anonym).

1846.

L. Zeuschner, Ueber das Verhältniss des Fucoiden- (Karpathen-) Sandsteines zum Ammonitenkalke am Nordabhange der Tatra und über das relative Alter dieser Sedimente. N. Jb. 1846, pag. 171 bis 187.

— Nowe lub niedokladnie opisane gatunki skamienałości Tatrowych. Warschau 1846. Mit 4 Tafeln.

1847.

C. Rominger, Beobachtungen über das Alter des Karpathensandsteines und des Wiener Sandsteines. N. Jb., pag. 779.

Dr. v. Ferstl, Coralrag in Oesterreich. Haid. Ber. I. Bd., pag. 89.

Dr. M. Hoernes, Versteinerungen aus dem Jurakalke von Nikolsburg und von St. Veit. Haid. Ber. II. Bd., pag. 3—5.

L. Zeuschner, Mittheilungen über die Karpathen. Haid. Ber. II. Bd., pag. 426.

— Karpathen- und Wiener Sandstein. Haid. Ber. III. Bd., pag. 89. Ueber das Alter des Karpathensandsteines und seine Glieder. Ibid., pag. 129.

W. Haidinger, Brief Hohenegger's über geologische Verhältnisse von Teschen. Haid. Ber. III. Bd., pag. 105.

L. Zeuschner, *Terebratula diphya*. Haid. Ber. III. Bd., pag. 109.

L. Hohenegger, Notizen aus der Gegend von Teschen. Haid. Ber. III. Bd., pag. 142.

Fr. v. Hauer, D. Stur's Geognostische Untersuchungen in der Gegend von Modern und Pressburg. Haid. Ber. III. Bd., pag. 320.

A. Boué, Ueber die Nummulitenablagerungen. Haid. Ber. III. Bd., pag. 446.

L. Zeuschner, Ueber den Bau des Tatragebirges und der parallelen Hebungen. Verhandl. d. kais. russ. Mineralog. Ges. 1847, pag. 1—80. Mit 3 Durchschnitten.

E F. Glocker, Ueber die Verhältnisse des im Karpathensandstein vorkommenden oberen Jurakalkes. Haid. Ber., III., pag. 225.
— Vorkommen des oberen Jurakalkes im Karpathensandstein. Bericht der ungar. Naturforscher-Versammlung in Eperies.

1848.

A. Boué, Ueber Nummuliten. Haid. Ber. IV. Bd., pag. 201.
L. Hohenegger, Geologische Arbeiten in Teschen. Haid. Ber. V. Bd., pag. 115.

1849.

L. Zeuschner, Abhandlung über den Nerineenkalk von Inwald und Roczyny. Haid. Ber. VI. Bd., pag. 1.
— Geognostische Beschreibung der Gegend von Inwald und Roczyny. Haid. Naturw. Abhandl. III. Bd., pag. 133—148 (dasselbe im Bull. soc. Natural. Moscou. 1850, XXIII. Bd, pag. 1—29; dasselbe polnisch im Roczn. Tow. nauk. Krakau. 1849, XIX. Bd., pag. 252—273).
R. Murchison, On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians. Quart. Journ. geol. Soc. London. V. Bd., pag 157—312. Deutsche Bearbeitung von G. Leonhard. Stuttgart 1850.
L. Hohenegger, Geognostische Briefe über Schlesien. Haid. Ber. VI. Bd., pag. 106.

1850.

E. F. Glocker, Brief an Haidinger. Haid. Ber. VII. Bd., pag. 48.
M. Hörnes, Bericht über eine mit Fr. von Hauer unternommene Rundreise. Sitzb. Ak., IV. Bd., pag. 156.
L. Zeuschner, O skał plutonicznych i przeobrazonych wraz z ich pokładami metalicznemi w Tatrach i pasmach przyległych Rocz. Townauk. Krakau, III.
Fr. v. Hauer, Ueber die Gliederung der geschichteten Gebirgsbildungen in den östlichen Alpen und den Karpathen. Sitzb. IV. Bd., pag. 274—314.

1851.

L. Zeuschner, Ueber den Löss in den Beskieden und im Tatragebirge. Jb. II., I. Heft, pag. 76—79 und 167. (Dasselbe poln. im Roczn. Tow. nauk. Krakau, I.).
F. Foetterle, Ueber den Karpathensandstein im Arvaer Comitate. Jb. II., 4. Heft, pag. 157.
— Braunkohlenablagerung im Arvaer Comitate. Jb. II, 4. Heft, pag. 160.
H. Prinzinger, Die Jurakalke in Nieder-Oesterreich nördlich der Donau. Jb. II. Bd., 4. Heft, pag. 167.

1852.

O. v. Hingenau, Uebersicht der geologischen Verhältnisse von Mähren und Oesterreichisch-Schlesien. Im Auftrage des Werner-Vereines. Wien.
F. Haszlinsky, Das Thal der Schwinka bei Radacs im Saroser Comitate, südöstlich von Eperies. Jb. III. Bd., 2. Heft, pag. 87–92.
L. v. Hohenegger, Geognostische Skizze der Nordkarpathen von Schlesien und den nächsten Angrenzungen. Jb. III. Bd., 3. Heft, pag. 135—148; 4. Heft, pag. 128.
Ed. Suess, Sandstein- und Mergellagen bei Nikolsburg in Mähren. Jb. III Bd., 4. Heft, pag. 129.
— Ueber *Terebratula diphya*. Sitzb. Ak. Wien. VIII. Bd., pag. 553.
L. Zeuschner, Monograficzny opis wapienia liassowego w Tatrach i przyległych pasmach karpackich. Roczn. Tow. nauk. krak. XXI. Bd., pag. 157—343 (Monographische Beschreibung des Liaskalkes in der Tatra und den parallelen Hebungen. Jb. d. Krak. Gelehrt.-Gesell.).

1853.

Fr. Foetterle, Geologische Aufnahmen im nordwestlichen Ungarn. Jb. IV. Bd., Verhdl. pag. 850.
d'Archiac et Haime, Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde (Nummuliten der Tatra).
A. Streng, Beitrag zur Theorie der vulkanischen und plutonischen Gesteinsbildung. Poggendf. Ann., XC Bd., pag. 115 (Analyse des Trachyts von Szczawnica).

1854.

K. F. Peters, Aptychen des österreichischen Neocomiens und des oberen Jura. Jb. V. Bd., pag. 439—444.
F. Foetterle, Geognosie von Bösing. Jb. V. Bd., pag. 204.

1855.

F. Rolle, Ueber die Echinoiden der oberen Juraschichten von Nikolsburg. Sitzb. Ak. XV. Bd., pag. 521.
Fr. v. Hauer, Cephalopoden aus dem rothen Lias in den Karpathen. Jb. VI. Bd., 1. Heft, pag. 183.
L. Hohenegger, Neuere Erfahrungen aus den Nordkarpathen. Jb. VI Bd., pag. 304—312.
K. F. Peters, Die Nerineen des oberen Jura in Oesterreich. Sitzb. Ak. Wien. XVI. Bd., 336.
L. Zeuschner, Zwei Schreiben an A. Boué. Sitzb. Ak. XVII. Bd., pag. 475 bis 478.

L. Zeuschner, Beschreibung einer neuen *Rhynchonella*, genannt *Rh. pachytheca*. Sitz. Ak. Wien. XVIII. Bd., pag. 48.
— Ueber die Verbreitung des Löss in den Karpathen zwischen Krakau und Rimaszombáth. Sitzb. Ak. Wien. XVII. Bd., pag. 288—295.

1856.

L. Hohenegger, Erläuterung zur geologischen Karte von Teschen. Bericht über die 32. Versammlung deutsch. Naturf. und Aerzte.
J. v. Pettko, Bericht über die im Auftrage der geolog. Gesellschaft für Ungarn im Herbste 1852 ausgeführte geologische Untersuchung des an die March grenzenden Theiles von Ungarn.
— Geologische Karte des westlichen Theiles von Ungarn an der March. Mit einem idealen Querprofil der kleinen Karpathen zwischen Detrekö und Vöröskö. Ofen 1856.
F. Hochstetter, Ueber die geologische Beschaffenheit der Umgegend von Edelény bei Miskolcz in Ungarn, am Südrande der Karpathen. Jb. VII. Bd., pag. 692 bis 705.
L. Zeuschner, Ueber eine alte Längenmoräne im Thale des Biały-Dunajec bei dem Hochofen von Zakopane in der Tatra. Sitzb. Ak. XXI. Bd, pag. 259 bis 262.
— Geognostische Beschreibung des Liaskalkes in der Tatra und in den angrenzenden Gebirgen. Sitzb. Ak. XIX Bd., pag. 135—185.
Kornhuber, Die geologischen Verhältnisse der nächsten Umgebung von Pressburg. Verhdl. d. Ver. f. Naturk., I. Bd., pag. 1.

1857.

L. Hohenegger, Ueber die Adnether Schichten in den Karpathen. Jb. VIII Bd., pag. 143—146 und 180.
L. Zeuschner, Paläontologische Beiträge zur Kenntniss des weissen Jurakalkes von Inwald. Abhdl. d. königl. böhm. Gesellsch. d. Wiss. Prag, pag. 1.
— Die Fossilien des Nerineenkalkes von Inwald und Wadowice. N. Jb., pag. 154.

1858.

F. Foetterle, Bericht über die in den Jahren 1856 und 1857 im westlichen Mähren ausgeführten Aufnahmen. Jb. IX. pag. 17—63. Verhdl., pag. 51—52.
A. Reuss, Ueber kurzschwänzige Krebse im Jurakalk von Mähren. Sitzb. Ak. Wien. XXXI. Bd., pag. 5.
E. Suess, Alter der Stramberger Schichten. Jb. IX. Bd.; Verhdl 1. Heft, pag. 57.
E. Suess, Die Brachiopoden der Stramberger Schichten. Hauer's Beiträge zur Paläontographie Oesterreichs. Wien, I. Bd.
L. Zeuschner, Geologische Beschreibung der Tatra und der angrenzenden Gebirge. Ziva. VI. Bd., 1. Heft (czechisch).
D. Stur, Geologische Verhältnisse zwischen dem rechten Ufer der Waag und den kleinen Karpathen. Jb. IX. Bd ; Verhdl. 2. Heft, pag. 82.
— Geologische Arbeiten an beiden Ufern der Waag. Jb. IX. Bd.; Verhdl. 2. Heft, pag. 113.
F. v. Hauer, Die Gebirge im Saroser Comitate. Jb. IX. Bd.; Verhdl. 2. Heft, pag. 97, 4. Heft, pag. 143.
L. Zeuschner, Opis geologiczny Holi wiaternej rozciągajoncej sie podmiędzy Zylina a Rajcem w hrabstwie Trenczynskim. Roczn. tow. nauk. Krak. 1858.

1859.

F. Foetterle, Uebersichtsbericht über die im Jahre 1858 ausgeführten geologischen Aufnahmen in der Hanna und des Marsgebirges. Neunter Jahresbericht des Werner-Vereines zur geologischen Durchforschung von Mähren und Schlesien.
— Aufnahmsbericht aus Westgalizien von Seypusch bis zum Poprad-Thale. Jb. X. Bd.; Verhdl. pag. 120.
F. v. Hauer, Jurassische Kalksteine in Nordost-Ungarn. Jb. X. Bd.; Verhdl. pag. 46.
— und F. v. Richthofen, Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme in Nordost-Ungarn. Jb. X. Bd., pag. 399 bis 466.
A. Reuss, Zur Kenntniss der fossilen Krabben. Denkschr. Ak. XVII. Bd.
F. Römer, Briefliche Mittheilung. N. Jb., pag. 602.
D. Stur, Klippenkalke im Waagthale. Jb. X. Bd.; Verhdl. pag. 67.
L. Zeuschner, Beiträge zur Kenntniss des weissen Jurakalkes von Inwald. Abhdl. böhm. Ges. d. Wiss. X. Bd., pag. 49.
F. v. Hauer, Lias im nordöstlichen Ungarn. Jb. X. Bd.; Verhdl. pag. 21.
F. Foetterle, Geologische Karte von Nordwest-Ungarn. Jb. X. Bd.; Verhdl. pag. 53.
L. Zeuschner, Ueber die oberen eocänen Schichten in den Thälern der Tatra und des Niznie-Tatry-Gebirges. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1859. XI. Bd., pag. 590—596. (Dasselbe polnisch im Roczn. Tow. nauk. Krak. XXVII. Bd, pag. 284—295.)

D. Stur, Ueber die Kössener Schichten im nordwestlichen Ungarn. Sitzb. Ak. Wien. XXXVIII. Bd., pag. 1006—1024.
— Obere Kreide und Eocän im Waagthale. Jb. X. Bd ; Verhdl. pag. 76
Jeitteles, Notiz über den Einsturz der Schlagendorfer Spitze in der Zips. Jb. X. Bd.; Verhdl. pag. 179.
F. Haszlinszky, Beiträge zur Kenntniss des Karpathensandsteines. Verhdl. d. Ver. f. Naturk. Pressburg. IV. Bd., pag. 111 bis 116.

1860.

Kornhuber, Geognostische Verhältnisse der Trentschiner Gespanschaft. Verhdl. d. Ver. f. Naturk. Pressburg. IV. Bd, pag. 61. Geogn. Verhdl. v. Ballenstein. IV. Bd., pag. 71.
F. Foetterle, Die geologische Uebersichtskarte von Westgalizien. Jb. XI Bd.; Verhdl. pag. 94.
L. Hohenegger, Die geognostische Karte Schlesiens. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. XII. Bd., pag. 369.
D. Stur, Ueber den Jura in Nordwest-Ungarn. Jb. XI. Bd., pag. 38.
— Bericht über die Uebersichts-Aufnahmen des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. XI. Bd., pag. 17—150.
L. Zeuschner, Ueber die Brachiopoden des Stramberger Kalkes. N. Jb., pag. 678 bis 691.

1861.

L. Hohenegger, Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Mähren und Galizien, als Erläuterung zur geognostischen Karte der Nordkarpathen. Gotha.
F. v. Hauer, Vorlage eines Ammonites bifrons von Mariathal bei Stampfen. Jb. XII. Bd.; Verhdl. pag. 46.
E. Suess, Ueber Zeuschner's Brachiopoden des Stramberger Kalkes. N. Jb., pag. 167—172.

1862.

L. Zeuschner, Note sur le *Pachyrisma Beaumonti*. Bull. Soc. géol. France. ser. II, tom. XIX, pag. 529.

1863.

C. M. Paul, Aufnahmen in den kleinen Karpathen. Jb. XIII. Bd.; Verhdl. pag. 59.
J. N. Woldrich, Beiträge zum Studium des Beckens von Eperies. Jb. XIII. Bd., pag. 129 - 139.
F. v. Hauer, Trentschiner Comitat. Jb. 1863, XIII. Bd.; Verhdl. pag. 147—149.

1864.

F. v. Andrian und C. M. Paul, Die geologischen Verhältnisse der kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn. Jb. XIV. Bd., pag. 325—367; Verhdl. pag. 12, 47, 90.
A. Rücker, Die Diluvial-, Tertiär- und Kreidegebilde der Umgebung von Pruszka, dann Brunmow und Klobauk. Jb. XIV. Bd.; Verhdl. pag. 235.
F. v. Hauer, Gliederung des Gebirges östlich von Trentschin. Jb. 1864, XIV. Bd.; Verhdl. pag. 67.
C. Kořistka, Die Hohe Tatra in den Centralkarpathen. II. Orographie und Geologie, pag. 4—13. Ergänzungsheft Nr. 12 zu Petermann's Geograph. Mittheilungen. Gotha.
J. Čermak, Skizze der Jurainsel am Vlarapasse bei Trentschin. Jb. XIV. Bd., pag. 495—499; Verhdl. pag. 80.
F. Pošepny, Die Quarzite von Drietoma bei Trentschin. Jb. XIV. Bd., pag. 499 bis 504; Verhdl. pag. 81.
F. Foetterle, Aufnahmskarten der II. Section aus dem nordwestlichen Ungarn. Jb. XIV. Bd ; Verhdl. pag. 42.
G. Stache, Geologische Aufnahme des Inovecgebirges. Jb. XIV. Bd.; Verhdl. pag. 42. Sedimentärschichten im Inovecgebirge, pag. 68.
F. v. Hauer, Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Jb. XIV. Bd.; Verhdl. pag. 67.
F. Foetterle, Geologische Aufnahmskarte des Trentschiner Comitates. Jb. XIV. Bd.; Verhdl. pag. 224.
C. M. Paul, Geologische Verhältnisse zwischen Sillein, Facko und Waag-Bistritz. Jb. XIV. Bd.; Verhdl. pag. 227.
Babanek, Vorlage der geologischen Karten des Waagthales. Jb. XIV. Bd. Verhdl. pag. 235.

1865.

G. Stache, Geologische Karte des oberen Neutragebietes. Jb. XV. Bd; Verhdl. pag. 29.
C. M. Paul, Die Karpathensandsteingebilde der Beskiden. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 31.
F. v. Andrian, Weterniholy und Klein-Kriwan. Jb. XV. Bd ; Verhdl. pag. 32.
F. v. Hauer, Geologische Verhältnisse der Umgebung von Neutra. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 38.
P. Babanek, Gliederung des Karpathensandsteines im nordwestlichen Ungarn. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 66.
G. Stache, Massen- und Eruptivgesteine im Zjar-, Mala Magura- und Suchigebirge. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 80.

F. Foetterle, Die Kreidekalke und die Eocängebilde in der Gegend von Prušina im Trentschiner Comitate. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 90.

G. Stache, Die Schichtreihe im Gebiete der oberen Neutra. Jb. XV. Bd ; Verhdl. pag. 91.

F. Pošepný, Ueber ein Juravorkommen in Ostgalizien. Jb. XI. Bd., pag. 213—215; Verhdl. pag. 80.

A. Madelung, Ueber das Alter der Teschenite. Jb. XV. Bd., pag. 208—213.

G. Stache, Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des oberen Neutraflusses und der königl. Bergstadt Kremnitz im Sommer 1864. Jb. XV. Bd., pag. 297—320.

C. M. Paul, Das linke Waagufer zwischen Sillein, Bistritz und dem Zilinkaflusse im Trentschiner Comitate. Jb. XV. Bd., pag. 335—351.

B. v. Winkler, Geologische Beschaffenheit des Tribecgebirges im nordwestlichen Ungarn. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 9.

A. Hořinek, Geologische Karte der Umgebung von Puchov und Orlove im Trentschiner Comitate. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 7.

A. Rücker, Die Lias- und Juragebilde in der Umgebung von Pruszka in Ungarn. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 15.

F. Foetterle, Vorkommen der älteren secundären Gebilde im Trentschiner Comitate zwischen Tepla, Zljechow, Prušina und Waag-Bistritz. Jb. XV Bd.; Verhdl. pag. 16.

— Conglomeratschichten in Karpathensandstein. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 250.

F. v. Andrian, Die Zusammensetzung des Thurotzer Tertiärbeckens. Jb. XV. Bd.; Verhdl. pag. 91.

Oppel, Die tithonische Etage. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XVII. Bd., pag. 535—558.

1866.

J. Čermak, Die Umgebung von Deutsch-Proben an der Neutra mit dem Zjar- und Mala Magura-Gebirge. Jb. XVI. Bd., pag. 135—142.

F. v. Andrian, Bericht über die im Sommer 1864 ausgeführten Detailaufnahmen des Turotzer und der angrenzenden Theile des Trentschiner Comitates. Jb. XVI. Bd., pag. 182—201.

F. Babanek, Die nördlichen Theile des Trentschiner Comitates. Jb. XVI. Bd., pag. 105—121.

Hohenegger und Fallaux, Geognostische Karte des ehemaligen Gebietes von Krakau mit dem südlich angrenzenden Theile von Galizien. Denkschr. Ak. Wien. XXVI. Bd.

J. Čermak, Die Braunkohlenablagerungen v. Handlowa. Jb. XVI. Bd., pag. 98—105.

F. v. Hochstetter, Die Schieferbrüche von Mariathal. Jb. XVI. Bd.; Verhdl. pag. 24.

F. v. Andrian, Der Centralstock zwischen Hodritsch, Skleno und Eisenbach. Jb. XVI. Bd.; Verhdl. pag. 25.

D. Stur, Petrefacten von Liptsche. Jb XVI; Verhdl. pag. 57.

F. Foetterle, Petrefacten aus dem Schieferbruche zu Mariathal. Jb. XVI. Bd.; Verhdl pag. 139.

D. Stur, Das Erdbeben v. 1. December 1866 in den kleinen Karpathen. Jb. XVI. Bd.; Verhdl. pag. 202.

W. Benecke, Bedeutung des Ammonites scissus und A. tatricus. N. Jb. 1866, pag. 71.

A. Oppel und W. Waagen, Ueber die Zone des Ammonites transversarius. Geognostisch-paläontologische Beiträge. 2. Heft. pag. 233—235.

1867.

F. v. Andrian, Umgebungen von Dobschau. Verhdl. 1867, pag. 257. Umgebungen von Wernar und Tepliczka, pag. 290.

J. A. Bérenger, Ammoniten aus den Dachschiefern von Mariathal Verhdl. 1863, pag. 63.

A. Fellner, Chemische Untersuchung der Teschenite. Verhdl. 1867, pag. 337.

Fr. Foetterle, Die östliche Fortsetzung des Djumbirgebirges von der Certowa Swadba bis zur Orlowa. Verhdl. 1867, pag. 263. Umgebung von Theissholz, pag. 216. Das Muranyer Gebirge, pag 242.

Fr. v. Hauer, Ammoniten aus den Dachschiefern von Mariathal Verhdl. 1867, pag. 63.

E. v. Mojsisovics, Der Jura von Stramberg. Verhdl. 1867, pag. 187.

— Rogóznik und Czorsztyn. Nördliche Tatrathäler. Verhdl. 1867, pag. 212. Karpathensandstein und Klippenkalk von Polhora und Trstjena, pag. 215. Lehota und Borowe in der Arva, pag. 239. Die tithonischen Klippen bei Pálocsa, pag. 255. Der „Pisana-Quarzit", pag. 258. Lucsky und Siebnitz, pag. 259. Karte des westlichen Theiles der Hohen Tatra mit dem Chocsgebirge, pag. 354.

C. M. Paul, Polhora, Turdossin und Jablonka in der Arva. Verhdl. 1867, pag. 214. Podbiel in der Arva, pag. 238, Die Karpathensandsteine und Klippenbildungen zwischen dem Gebirgszuge der Arvaer Magura und dem Arvaflusse von Turdošin bis Arva-Várallya, pag. 240. Zazriva in der Arva und Klein-Krivan,

pag. 266. Geologische Karte der nördlichen Arva, pag. 336. Klippen und Karpathensandstein des rechten Arvaufers, pag. 357.

J. Sapetza, Alter der Conglomerate und Sandsteine von Neutitschein. Verhdl. 1867, pag. 367.

G. Stache, Das Gebiet der schwarzen und weissen Waag. Verhdl. 1867, pag. 243. Geib und Pribilina, pag. 265. Aufnahme im Gebiete der Hohen Tatra, pag. 291. Geologische Aufnahmskarte des ungarischen Theiles der Hohen Tatra, pag. 377.

D. Stur, Gault in den Karpathen, Czorsztyn, Medverzka, Skala-Arva, Kubin-Rosenberg. Verhdl. 1867, pag. 250. Das Thal von Revuča, pag. 264.

H. Wolf, Geologische Verhältnisse des Liptauer und Thuroczer Comitates zwischen Sučan und Hradek. Verhdl. 1867, pag. 85.

E. Suess, Note sur le gisement des Terebratules du groupe de la diphya dans l'empire d'Autriche. In Pictet's Mélanges paléontologiques, pag. 3.

1868.

F. Kreutz, Untersuchung der Trachytgesteine der Umgebung von Szczawnica. Verhdl. 1868, pag. 265.

A. Koch, Geologische Studien aus der Umgebung von Eperies. Verhdl. 1868, pag. 208.

E. Suess, Ueber die Lagerung des Salzgebirges bei Wieliczka. Sitzber. Ak. Vol. LVIII, pag. 167.

M. Neumayr, Die Klippen bei Lublau und Jarembina. Verhdl. 1868, pag. 258. Neue Versteinerungsfundorte in den Klippen, pag. 282. v. Kamieński's Sendung von Dogger-, Malm- und Neocom-Petrefacten aus den Klippen bei Neumarkt in Galizien, pag. 433.

C. M. Paul, Die Gegend zwischen Eperies und Bartfeld. Verhdl. 1868, pag. 246. Die Gegend von Hanusfalva, Bartfeld und Zboro, pag. 287. Das Gebirge von Barko, pag. 324. Geologische Aufnahmskarten des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates, pag. 402.

C. M. Paul, Die nördliche Arva. Jb. XVIII. Bd., pag. 201—247.

C. F. Seidel, Eine Skizze des Tatragebirges und seiner Vegetation. Isis, Dresden. Jahrg. 1867, pag. 193.

D. Stur, Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Granthale. Jb. XVIII. Bd., pag. 337—427.

R. Meier, Die geologischen Verhältnisse des Terrains zwischen Rosenberg, Kralovany und Kubin. Jb. 1868, XVIII. Bd., pag. 427—431.

U. Schloenbach, Kleine paläontologische Mittheilungen (Ammonites Austeni Sh. [=Am. Liptaviensis Zeusch.] von Parnica bei Unter-Kubin). Jb. XVIII. Bd., pag. 455.

F. v. Andrian, Geologische Aufnahmskarte der Umgebung von Dobschau und Csetnek. Verhdl. 1868, pag. 55.

H. Höfer, Ueber die Melaphyre der kleinen Tatra. Verhdl. 1868, pag. 172. Aufnahme an der Grenze des Saroser und Zipser Comitates, pag. 247. Die Klippen bei Palocsa, pag. 284. Chemische Zusammensetzung ungarischer Melaphyre, pag. 402.

G. Stache, Kössener Schichten im Gebiete der Hohen Tatra. Verhdl. 1868, pag. 99. Die Klippen bei Lublau und Jarembina, pag. 258. Vorläufige Bemerkungen über die tektonische Bedeutung der Klippen, pag. 279. Sedimentärschichten am Nordabhange der Tatra, pag. 322.

F. Kreutz, Tatry i wapienie ryfowe w Galicyi. Ber. phys. Com. 1868, III.

— Trachyt sanidino oligoklasowy z okolicy Szczawnicy. Rocz. Tow. Nauk. Krak. XIV. Bd., pag. 368.

D. Stur, Vorlage der geologischen Karte des oberen Gran- und des oberen Waagthales. Verhdl. 1868, pag. 146.

H. Wolf, Geologische Verhältnisse der Zempliner Gebirgsinsel. Verhdl. 1868, pag. 321.

C. Zittel, Stramberg. Verhdl. 1868, pag. 1. Die Cephalopoden von Stramberg, pag. 165. *Diploconus*, ein neues Genus aus der Familie der Belennitiden, pag. 205. Ueber *Phylloceras tatricum*, pag. 413.

— Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Paläontologische Mittheilungen aus dem Museum des bayerischen Staates.

E. v. Mojsisovics, Referat über C. F. Zittel's „Paläontologische Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreideformation im Gebiete der Karpathen, Alpen und Appenninen". Verhdl. 1868, pag. 437.

1869.

C. Zittel, Bemerkungen über *Phylloceras tatricum*, Pusch. sp. und einige andere *Phylloceras*-Arten. Jb. XIX. Bd., pag. 59 bis 69.

C. M. Paul, Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates. Jb. XIX. Bd., pag. 256—280.

Fr. v. Hauer, Geologische Uebersichtskarte der österr.-ungar. Monarchie. Blatt II, Böhmen, pag. 1. Blatt III, Westkarpathen. Jb. XIX. Bd., pag. 485—566.

F. Haszlinski, Fossilien aus den Fischschiefern bei Hanusfalva nächst Eperies. Verhdl. 1869, pag. 299.

E. Keller, Das Gebiet am Fusse des Inoveczberges. Verhdl. 1869, pag. 234.

M. Neumayr, Ueber Dogger und Malm im penninischen Klippenzuge. Verhdl. 1869, pag. 87.

— Das Sandsteingebiet im östlichen Theile des Unghvárer Comitates. Verhdl. 1869, pag. 216.

C. M. Paul, Ueber die Gliederung des Karpathensandsteines. Verhdl. 1869, pag. 37. Die Umgebung von Homonna, pag. 215. Die nördlichen Theile des Zempliner und Ungher Comitates, pag. 241.

G. Stache, Geologische Aufnahmskarten des grossen Klippenzuges der Pieniny. Verhdl. 1869, pag. 87. Geologische Verhältnisse der Umgebung von Unghvár, pag. 240. Die Klippen von Novoselica und Varallja, pag. 273.

D. Stur, Ammonitenkalkbreccie von Koritnica in der Liptau. Verhdl. 1869, pag. 356.

H. Wolf, Die Umgebung von Eperies. Verhdl. 1869, pag. 276.

Hébert, Observations sur les caractères de la faune de Stramberg et en général sur l'âge des couches comprises sous la designation d'Etage tithonique. Bull. Soc. géol. France. Ser. 2, Vol. XXVI, pag. 588.

1870.

C. M. Paul, Das Gebirge von Homonna. Jb. XX, pag. 217—242, Verhdl. 64.

— Das Karpathensandsteingebiet des nördlichen Ungher und Zempliner Comitates. Jb. XX. Bd., pag. 243—250; Verhdl. pag. 8.

M. Neumayr, Jurastudien. 1. Die Klippe von Czettechowitz in Mähren; 2. Ueber Tithonarten im fränkischen Jura. Jb. XX. Bd., pag. 547—558.

E. v. Mojsisovics, Durchschnitt von Stramberg nach Nesselsdorf. Verhdl. 1870, pag. 136.

M. Neumayr, Ueber die Hornsteinkalke des südlichen karpathischen Klippenzuges. Verhdl. 1870, pag. 324. Jurastudien, pag. 272.

G. Stache, Geologische Karte der Umgebungen von Unghvár und Mandok. Verhdl. 1870, pag. 64.

L. Zeuschner, Beschreibung neuer Arten oder eigenthümlich ausgebildeter Versteinerungen. Zeitschr. deutsch. geol Ges. Bd. XXII, pag. 264.

C. F. Zittel, Die Fauna der älteren Cephalopoden führenden Tithonbildungen. Paläontologische Mittheilungen aus dem Museum des bayerischen Staates. II. Bd.

C. F. Zittel, Ueber den Brachialapparat bei einigen jurassischen Terebratuliden. Palaeontographica. XVII. Bd., pag. 212.

— Grenzschichten zwischen Jura und Kreide. Verhdl. pag. 112.

F. Römer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.

1871.

M. Neumayr, Jurastudien. 3. Phylloceraten des Dogger und Malm. Jb. XXI. Bd., pag. 297; 4. Die Vertretung der Oxfordgruppe im östlichen Theile der mediterranen Provinz, pag. 355—378. Verhdl. pag. 169.

G. Stache, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Unghvár in Ungarn. Jb. XXI. Bd., pag. 379—436. Verhdl. 1871, pag. 135.

H. Höfer, Die Melaphyre der Niederen Tatra in Ungarn. Verhdl. 1871, pag. 355. N. Jb. 1871, pag. 113.

Quenstedt, Deutschlands Petrefactenkunde. Die Brachiopoden. Leipzig 1868 bis 1871. (Beschreibung einiger Brachiopoden aus dem Waagthalgebiete und von Tichau.)

1872.

Fr. v. Hauer, Geologische Uebersichtskarte der österr.-ungar. Monarchie. Blatt IV. Ostkarpathen. Jb. XXII. Bd., pag. 389 bis 400.

Th. Fuchs, Zur Naturgeschichte des Flysch. Verhdl. 1872, pag. 22.

— Die Knochenhöhle von Haligocs. Verhdl. pag. 294.

M. Neumayr, Ueber Juraprovinzen. Verhdl. 54.

Hébert, Nouveaux documents relatifs à l'étage tithonique et la zone à Amm. polyplocus. Bull. Soc. geol. France. 18. nov. 1872, pag. 61.

1873.

Kalchbrenner, Notiz über *Zoophycos giganteus*. Földt. Köz. III. Bd., pag. 40, 233, 176 (Haszlinsky).

M. Neumayr, Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. Abhandl. d. geol. R.-A. V. Bd., pag. 141—257.

C. F. Zittel, Die Gastropoden der Stramberger Schichten. Paläont. Mitth. a. d. Museum d. königl. bayr. Staates. II. Bd., 3. Abth. Cassel.

1874.

S. Róth, A Magas Tátra granitaji. Földt. Köz. IV. Bd., 103—107. Die Granite der Hohen Tatra.

M. Neumayr, Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum* im östlichen Theile der Mediterranprovinz. Verhdl. pag. 29.

Hébert, Age relatif des calcaires à Terebratula Moravica et du Diphya-Kalk ou calcaires à T. janitor et T. diphya. Bull. Soc. géol. France. 3. sér., II. Bd., pag. 148 bis 163.

1875.

F. v. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. I. Auflage, Wien 1875. II. Auflage, 1878.

G. Steinmann, Ueber fossile Hydrozoen aus der Familie der Coryniden. Palaeontographica. XXV. Bd., pag. 101 (Elipsactinia und Sphäractinia von Stramberg).

1876.

J. Niedzwiedzki, Beiträge zur Geologie der Karpathen. Jb. XXVI. Bd., pag. 331 bis 342; Verhdl. pag. 237.

S. Roth, Die Granite der Hohen Tatra. Jb. des ungar. Karpathenvereines. Käsmark. III. Bd., pag. 187.

St. Zaręczny, Dodatek do fauny warstw tytońskich w Rogozniku i w Maruszynie. Ber. phys. Com. Krakau. X. Bd., pag. 180 (Beitrag zur Fauna der Tithonschichten von Rogoznik und Maruszyna).

S. Roth, Petrographische Beschreibung der Karpathensandsteine bei Leutschau. Földt. Köz. VI. Bd., pag. 255.

A. Alth, Stosunki topograficzno-geologiczne Kolei Tarnowsko-Leluchowskiej. Ber. phys. Com. Krakau. XI, pag. 219.

1877.

C. M. Paul und E. Tietze, Studien in der Sandsteinzone der Karpathen Jb. XXVII. Bd., pag. 33—130.

C. M. Paul, Ueber die Natur des karpathischen Flysches. Jb. XXVII. Bd., pag. 431—452.

Th. Fuchs, Ueber die Natur des Flysches. Sitzb. Ak. Wien. LXXVII. Bd., pag. 462.

M. Neumayr, Ueber einen Conglomeratgang im Karpathensandstein des Ungher Comitates. Verhdl. pag. 126.

S. Roth, Die geologischen und hydrographischen Verhältnisse des Braniszkogebirges. Jb. ungar. Karpathen-Ver. IV. Bd., pag. 153.

F. Herbich, Geologische Beabachtungen in dem Gebiete der Kalkklippen am Ostrande des siebenbürgischen Erzgebirges Földt. Közlön. 1877, pag. 220 bis 254, pag. 271—308, pag. 324—368 (Deutsch und Ungarisch).

1878.

S. Roth, Ueber See- und Thalbildung in der Hohen Tatra. Jb. ungar. Karpathen-Ver. V. Bd., pag. 113.

A Rzehak, Ablagerungen jurassischer Gerölle bei Tieschan. Jb. XXIX Bd., pag. 1—8.

V. Uhlig, Beiträge zur Kenntniss der Juraformation in den karpathischen Klippen. Jb. XXIX. Bd., pag. 641—658.

Th. Fuchs, Zur Flyschfrage. Verhdl. pag. 135—142.

C. M. Paul, Zur Flyschfrage. Verhdl. pag. 179—185.

S. Roth, Jegyzetek a magas Tátrából. Földt. Köz. VIII. Bd., pag. 280.

— Az Alcsony Tátra Melaphyrajnak gorcsövi es langkisérleti vizsgálata. Földt. Köz. VIII. Bd., pag. 71.

1879.

A. Rzehak, Die jurassischen Kalkgerölle im Diluvium von Mähren und Galizien. Jb. XXIX. Bd., pag. 79—92.

C. M. Paul und E. Tietze, Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jb. XXIX. Bd., pag. 189.

J. Matyaszowszky, Geologische Skizze der Hohen Tatra. Jb. ungar. Karpathen-Ver. VI. Bd., pag. 17.

Bela Majláth, Die geologischen Verhältnisse des Liptauer Comitates. Jb. ungar. Karpathen-Ver. VI. Bd., pag. 108.

Samu Weber, Bergbau in der Tatra. Jb. ungar. Karpathen-Ver. VI. Bd., pag. 300.

J. Szabo, Das Verhältniss der Nummulitenformation zum Trachyt bei Vihnye (Eisenbach) nächst Schemnitz. Földt. Köz. IX. Bd., pag. 442.

A. Alth, Sprawozdanie z badań geologicznych w Tatrach galizyjskich. (Bericht über geologische Untersuchung in der galizischen Tatra.) Ber. d. phys. Com. Krakau, XIII. Bd. (s. Referat in den Verhdl. 1880).

1880.

A. Nehring, Ein Höhlenfund aus der Tatra. Globus. Nr. 20.

1881.

L. Szajnocha, Ein Beitrag zur Kenntniss der jurassischen Brachiopoden aus den karpathischen Klippen. Sitzb. Ak. LXXXIV. Bd., pag. 69—84.

A. Steiner, Ueber die Ursachen der verschiedenen Färbung des Karpathensandsteines. Földt. Köz. XI. Bd., pag. 146.

V. Uhlig, Ueber die Fauna des rothen Kellowaykalkes der penninischen Klippe Babierzówka bei Neumarkt in Westgalizien. Jb. XXXI. Bd., pag. 381—424.

V. Uhlig, Ueber die Zusammensetzung der Klippenhülle bei Lublau. Verhdl. 1881, pag. 340.
A. Nehring, Dr. Roth's Ausgrabungen in oberungarischen Höhlen Zeitschr. für Ethnologie. Berlin 1881, pag. 96.

1882.

Samu Roth, Die Höhlen der Hohen Tatra. Jb. ungar. Karpathen-Ver. IX. Bd., pag. 333.
P. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit. Breslau 1882.

1883.

V. Uhlig, Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jb. XXXIII. Bd., pag. 443–562.
C. M. Paul, Die neueren Fortschritte der Karpathensandstein-Geologie. Jb. XXXIII. Bd., pag. 659—692.
G. Böhm, Die Bivalven der Stramberger Schichten. Paläont. Mitth. aus dem Museum des königl. bayer. Staates. II. Bd., pag. 403—680. Mit 18 Tafeln in Folio.

1884.

V. Uhlig, Reisebericht über den penninischen Klippenzug und seine Randzonen. Verhdl. pag. 263.
G. Cotteau, Les echinides des couches de Stramberg. Mitth. aus dem Museum des königl. bayer. Staates. II. Bd., pag. 1 bis 40. Mit 5 Tafeln in Folio.

1885.

E Suess, Das Antlitz der Erde. Wien 1885, I. Bd.
Rüst, Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. Palaeontographica. XXXI. Bd., pag. 273.
A. Alth, Opis geognostyczny Szczawnicy i Pienin (Geognostische Beschreibung von Szczawnica und den Pieninen). Rozpr. i Spraw. Wydz. matem.-przyr. Ak. Krak. XIII. Bd.
V. Hilber, Die Randtheile der Karpathen bei Dębica, Ropczyce und Łańcut. Jb. XXXV. Bd., pag. 407—428.
S. Roth, Die einstigen Gletscher auf der Südseite der Hohen Tatra. Földt. Köz. XV. Bd., pag. 53 (ungarisch u. deutsch).
— Gekritztes Geschiebe von der Südseite der Hohen Tatra. Földt. Köz. XV. Bd., pag. 537 (ungarisch und deutsch).
— Spuren einstiger Gletscher in der Niederen Tatra. Földt. Köz. XV. Bd., pag. 558 (ungarisch und deutsch).
V. Uhlig, Reisebericht aus der penninischen Klippenzone I und II. Verhdl. 1885, pag. 252 und 282.
V. Uhlig, Reisebericht aus der Hohen Tatra. Verhdl. 1885, pag. 303.

1886.

H. Zapałowicz, Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. Jb. XXXVI. Bd., pag. 361—594.
F. Herbich, Paläontologische Studien über die Kalkklippen des siebenbürgischen Erzgebirges. Mitth. aus d. Jahrbuche der kgl. ung. geol. Anstalt VIII. Bd.
Fl. Jablonszky, Die Torfmoore von Jablonka. Földt. Köz. XVI. Bd., pag. 354.
V. Uhlig, Ueber das Gebiet von Rauschenbach. Verhdl. pag. 147.
— Ueber ein Juravorkommen vom Berge Holikopetz bei Koritschan im Marsgebirge. Verhdl. 1886, pag. 436.

1887.

C. M. Paul, Beiträge zur Kenntniss des schlesisch-galizischen Karpathenrandes. Jb. XXXVII. Bd., pag. 323—353.
E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jb. XXXVII. Bd., pag. 423.
Philipp Počta, Ueber Spongiennadeln in einigen Gesteinen Ungarns. Föld. Köz. XVII. Bd., pag. 107.
Fr. Dénes, Der Gyömbér in der Niederen Tatra. Jb. ungar. Karpathen-Ver. XIV. Bd., pag. 70.

1888.

M. Neumayr, Erdgeschichte. II. Bd., pag. 395 (Abbildung von Czorsztyn).
S. Roth, Spuren einstiger Gletscher auf der Nordseite der Hohen Tatra. Földt. Köz. XVIII. Bd., pag. 395.

1889.

L. Szajnocha, Ueber ein fossiles Elenskelet aus der Höhle bei Jaszczorówka. Anzeiger d. Ak. d. Wiss. Krakau. December 1889.
V. Uhlig, Vorlage von photographischen Bildern aus der penninischen Klippenzone. Verhdl. pag. 326.
— Ueber den Nordabfall der Hohen Tatra. Verhd. pag. 111.
J. Morożewicz, Wycieczka geolgiczna w Tatry i góry sąsiednie. Zeitschr. Wszechświat. Warschau 1890, Nr. 40, pag. 630—635.
— Sur l'excursion géologique dans les Tatra et les environs. Compte rendu de la séance de la section de physique et de chimie de la Société des Natura-

listes de Varsovie. 1889, Nr. 5 (in russischer Sprache).
J. Morożewicz, Opis mikroskopowo-petrograficzny niektórych skał wybuchowych Wołyńskich i Granitow tatrzańskich Pamiętnik fizyjograficzny. Warschau. IX. Bd.

1890.

V. Uhlig, Reisebericht aus der Hohen Tatra. Verhdl. pag. 214—216.
M. Raciborski, Ueber eine fossile Flora in der Tatra. Verhdl. 1890, pag. 263 bis 265.

III. Entwicklung und gegenwärtiger Stand der geologischen Kenntniss der karpathischen Klippen.

Wenngleich der Umfang der vorliegenden Arbeit durch die folgende historische Skizze in vielleicht zu starkem Maasse ausgedehnt wird, scheint es mir doch nicht überflüssig, die reichhaltige Literatur der karpathischen Klippen einer Besprechung zu unterziehen. Gibt es doch nur wenige Fragen der topischen Geologie, welche in gleichem Maasse zu den widersprechendsten Erklärungen geführt und so viel Räthselhaftes behalten haben, wie gerade die Klippenfrage. Schon dies rechtfertigt einen historischen Rückblick, der überdies durch den Umstand geboten erscheint, dass die Detailaufnahme des Klippenzuges nur von den im Laufe der Zeit gewonnenen Erkenntnissen als Grundlage ausgehen konnte. Während die ältere Literatur grösstentheils nur noch historisches Interesse besitzt und daher kurz erledigt werden konnte, mussten die neueren Arbeiten eingehender behandelt werden.

Eine so sinnfällige Erscheinung, wie die karpathischen Klippen, musste die Aufmerksamkeit der Forscher schon zu einer Zeit erregen, in welcher die ersten, unsicher tastenden Versuche zur Gliederung der karpathischen Formationen unternommen wurden. Man findet schon bei Fichtel, Staszyc, Zipser, Beudant Bemerkungen, die sich auf die Klippenkalke beziehen und Dunin-Borkowsky hat schon im Jahre 1820 die Aehnlichkeit der Kalke von Czorsztyn mit den „Alpenkalken“ erkannt. Etwas später erfolgte die Auffindung der *Exogyra columba* im Waagthale durch Lill v. Lilienbach, womit die bis auf den heutigen Tag wichtigste Handhabe zur Bestimmung des Alters der „Klippenhülle“ geboten war. Allerdings konnte man damals die wahre Bedeutung dieses Vorkommens nicht würdigen, es war zu jener Zeit daraus nur der Schluss ableitbar, dass in den „Karpathensandsteinen“ die Stufe des Grünsandes vertreten sei. Indem man aber die Beweiskraft der *Exogyra columba* von Orlowe auf den ganzen Karpathensandstein ausdehnte, gereichte diese Entdeckung nicht ausschliesslich zum Vortheil der Karpathengeologie. Zu dieser unrichtigen Verallgemeinerung kam noch die ursprünglich unrichtige Bestimmung (als *Gryphaea arcuata* durch Pusch, richtiggestellt durch Boué) störend hinzu. Lill war es ferner, der die im Bereiche der Klippenzone vereinzelt auftretenden Trachyte zuerst erkannt hat.

Bei Lill, Boué, Pusch und Zeuschner spielen die Klippenkalke mit ihren Fossileinschlüssen bereits eine wichtige Rolle. Die Anschauungen der genannten Forscher, so sehr sie auch im Einzelnen auseinandergingen, stimmten in der Hauptsache doch überein, indem allgemein zugegeben wurde, dass die Klippenkalke als örtliche Ein-

lagerungen in das mächtige System der Karpathensandsteine zu betrachten seien. Selbst Boué, der bei der Trennung der alpin-karpathischen Ablagerungen so viel Scharfsinn bekundet und die Kalke des nördlichen Klippenzuges als jurassisch und als durchaus selbstständig und unabhängig vom Karpathensandstein erkannt hat, blieb bezüglich der Klippen des südlichen Zuges doch bei dieser Anschauung stehen. Boué unterschied im Karpathengebiete von Nord nach Süd Molassesandstein, Grünsandstein und eigentlichen Wiener (Karpathen-) Sandstein. Der nördliche Klippenzug sollte nun die Grenze zwischen dem Wiener- und dem Grünsandstein bezeichnen.

G. Pusch erklärte neben den Kalken des südlichen Zuges auch die des nördlichen für untrennbar vom Karpathensandstein. Als maassgebend für die Altersbestimmung des Karpathensandsteins erscheint ihm das Vorkommen von *Exogyra columba* im Waagthale; der Karpathensandstein wird als Grünsand angesehen und der „als wenig mächtige Lagermasse in der mächtigen Formation des Karpathensandsteins" auftretende Klippenkalk wird „nach Lagerung und Petrefactenführung als eine im mächtigen Grünsand (Karpathensandstein) verirrte Nachbildung des Jurakalkes" betrachtet, „welche dem Jurakalk in Hinsicht des relativen Alters sehr nahe stehen mag". (Geogn. Beschr. v. Polen. Anhang. 1833, pag. 654). Von Pusch rührt die so charakteristische Bezeichnung „Klippenkalk" her. Man verdankt ihm ferner die ersten paläontologischen Beschreibungen der Klippenfossilien.

Im Jahre 1837 (Polens Paläontologie) bewahrte Pusch noch den Standpunkt von 1833. In einer Notiz aus dem Jahre 1840 (N. Jahrb. 1840, pag. 357) dagegen erklärte er die Klippenkalke nach ihren ausgezeichneten Petrefacten als nur dem unteren und mittleren Jura angehörig.

Hinsichtlich der Lagerung bewegte sich L. Zeuschner in derselben Bahn, wie Pusch und Boué, nur dünkten ihm für die Altersbestimmung die jurassischen Fossilien der Klippenkalke entscheidend und mit den Klippen stellte sich ihm auch der gesammte Karpathensandstein als jurassisch dar. Noch bestimmter als Dunin-Borkowski, hat Zeuschner auf die Identität des alpinen *Ammonitico rosso* mit dem karpathischen Ammonitenkalk hingewiesen (1844). Auch E. Glocker hielt an der Zusammengehörigkeit des Klippenkalkes und des Karpathensandsteins fest. Da sich dessen Studien vorwiegend auf den nördlichen Klippenzug beziehen, sei nur flüchtig darauf hingewiesen.

Ein gedeihlicher Umschwung trat erst durch Beyrich's classische Arbeit „Ueber die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien" (1844) ein, durch welche so viele Probleme der Karpathen- und Sudetengeologie des ihnen irrthümlich zugeschriebenen, ausnahmsweisen Charakters entkleidet und endlich einer rationellen Behandlung zugänglich gemacht wurden.

E. Beyrich löste die angenommene Verbindung zwischen Klippenkalk und Karpathensandstein, zeigte, dass der letztere theils tertiäres, theils cretacisches Alter besitze, die Klippenkalke dagegen als älter und vollkommen unabhängig davon zu betrachten seien. „Die Kalke sind entschieden älter, durch keine Uebergänge in der Lagerung mit dem jüngeren Karpathensandsteine verbunden, ihre Altersbestimmung ist eine

von der des letzteren ganz unabhängige Aufgabe und sie erweisen sich nach den bis jetzt darin aufgefundenen Versteinerungen als jurassisch."

Was die Entstehung der Klippen anbelangt, so dachte Beyrich hierbei an Hebung, herbeigeführt durch vulkanische Kräfte. „... Die Lagerungsverhältnisse scheinen die Annahme zu rechtfertigen, dass der jurassische Klippenkalk hindurchgetrieben wurde durch den überliegenden Karpathensandstein (l. c. pag. 67). Die körnige Textur der Crinoidenkalke, deren zoogene Natur Beyrich entgangen war, wurde als Ergebniss der Umänderung bei der Hebung angesehen.

Für alle späteren Forschungen, vor Allem die der k. k. geol. Reichsanstalt, welche eine neue Periode in der Geschichte der Karpathenkunde einleiteten, bildete Beyrich's Art zu sehen den Ausgangspunkt. Zeuschner allein verharrte auf dem älteren Standpunkt, nur versetzte er in der Folge mit Rücksicht auf die Neocomfossilien von Maruszina den Klippenkalk in's Neocomien. Obwohl Zeuschner zweifellos mehr von den Karpathen gesehen hat, als irgend einer der zeitgenössischen Forscher, und obgleich er mit grossem Eifer gearbeitet und viele wichtige Petrefactenfunde gemacht hat, knüpfte sich an seine Arbeiten nur wenig wahrer Fortschritt, da er sich allen, von anderer Seite geförderten Erkenntnissen hartnäckig verschloss und ihm jedes Tactgefühl in der Verwerthung geologischer Beobachtungen mangelte. Bleibenden Werth besitzen seine paläontologischen Arbeiten und manche seiner, das Detail betreffenden Schriften, wie die über Szlachtowa und Szczawnica, sind noch heute lesenswerth.

Dieselben Anschauungen, wie Beyrich, hat etwas später Murchison veröffentlicht. „Die Kalksteine wurden in einer, der Hauptkette der Karpathen parallelen Spalte emporgehoben." „Die mauerförmigen Massen dieses Kalksteins, seine veränderte Beschaffenheit erweckten in mir den Gedanken, dass er längs der Aufbruchslinie emporgehoben worden sei — ein Gedanke, den ich bald durch den in geringer Entfernung parallel dem Streichen der Schichten auftretenden Porphyr bestätigt fand" (Ueber den Gebirgsbau der Alpen etc., pag. 105 der deutschen Uebersetzung). In der Geology of Russia werden die Klippenkalke in den Lias, später aber in den oberen Jura, namentlich das Oxfordien, versetzt (l. c. pag. 106).

Als oberjurassisch wurden die Klippenkalke auch von Rominger angesehen, der im Jahre 1847 mehrere Einzelbeobachtungen im Waagthale angestellt hat.

Nachdem nun die Zugehörigkeit der Klippenkalke zum Jura im Allgemeinen festgestellt war, begann die Detailgliederung durch die Arbeiten der geologischen Reichsanstalt und durch L. Hohenegger. Der letztere betrachtete die Klippenkalke von Rogoznik, die Kalke von Stramberg und Inwald mit Zeuschner anfangs für untercretacisch (1852), kam aber bald davon zurück (1855) und erblickte im Klippenkalke den obersten braunen und den weissen Jura. Hohenegger zeigte ferner, dass die von Zeuschner entdeckten Neocomfossilien von Maruszina ihr eigenes, vom jurassischen „Klippenkalk" unabhängiges Lager haben und erwies die selbstständige Vertretung der Opalinus- und Murchisonae-Schichten, deren Versteinerungen Pusch und Zeuschner mit den Fossilien des oberjurassischen Klippenkalkes vermengt

hatten. Als Localitäten für diese letzteren Schichten wurden Rogoznik und Radola angegeben.[1])

Fötterle unterschied im Jahre 1851 im Arvaer Klippenzuge unter den Klippenkalken Lias, oberen Jura und Neocomien und fand unter den, die Klippen umgebenden Schiefern und Sandsteinen auch Conglomerate, welche er mit den Nummulitenconglomeraten der Saybuscher Gegend verglich.

Die reichsten Resultate ergab die erste Uebersichtsaufnahme des Klippenzuges, welche im Waagthale von D. Stur, im pieninischen Zuge von Fötterle und im Saroser Comitate von F. v. Hauer durchgeführt wurde. D. Stur unterschied unter den Gesteinen der Klippenzone Kössener Schichten, Lias-Fleckenmergel, Adnether Kalke, Vilser Kalke (Crinoidenkalke), eigentliche Klippenkalke im engeren Sinne, Stramberger Kalke und Neocom und betonte die auffallende Verschiedenheit der jurassischen Schichtenreihe in der Klippenzone und in den, die Centralkerne umgebenden Sedimentärzonen. Die Klippenkalke fallen im Allgemeinen nach Norden ab und werden discordant an den „Wiener Sandstein" anstossend aufgefasst. Unter den oberen Kreidebildungen des Waagthales, welche die Klippen rings umgeben, unterschied D. Stur Sphärosideritmergel (mit *Rhynchonella plicatilis* und *Rh. latissima*), Praznower Schichten und die altbekannten Exogyrensandsteine als Aequivalente der Cenomanstufe, die Upohlawer Conglomerate mit *Hippurites sulcata Defr.* als Turon und die Puchower Mergel mit *Inoceramus Cripsi Goldf.* als Senon. Als locales Vorkommen wurden ferner sandige Kalke mit *Ananchytes ovata, Vincularia grandis* etc. bei Unter-Hricow nachgewiesen. Nach Versteinerungen, die Fötterle im Jahre 1853 im Arvaer Comitate gesammelt hat, konnte D. Stur das Vorkommen von Gault (mit *Hoplites tardefurcatus* etc.) im Arvaer Klippenzuge feststellen.

Die Uebersichtsaufnahme des galizischen Klippenzuges war weniger erfolgreich, dagegen wurden in der Klippenregion des nordöstlichen Ungarn durch F. v. Hauer einige bemerkenswerthe Ergebnisse gewonnen. Es wurde der Stramberger Kalk südöstlich von der Grabkapelle von Palocsa entdeckt und in den hornsteinführenden Neocomkalken (Stollberger Schichten bei F. v. Hauer) *Aptychus Didayi* aufgefunden, endlich wurden die Klippen des Unghvárer und des Marmaroscher Comitates mit ihren reichen Fossileinschlüssen bekannt gemacht. Von grosser Bedeutung für die Gliederung des Karpathensandsteins und die Auffassung der Klippen erwies sich die Beschreibung eines Aufschlusses am Popradufer bei Ujak, auf welche später besonders von Paul und Neumayr Bezug genommen wurde. Der betreffende Aufschluss zeigt nach F. v. Hauer aptychenführende Neocomkalke, angeblich eingelagert in rothe Schiefer und Sandsteine vom Aussehen der gewöhnlichen Karpathensandsteine. F. v. Hauer betrachtete die rothen Schiefer und die Sandsteine der „Klippenhülle" folgerichtig als Neocom und es schlossen sich viele Forscher dieser Anschauung an.

[1]) Das letztere Vorkommen wurde von Hohenegger ursprünglich für Gault angesehen und in der Literatur wiederholt sich trotz des Widerrufes Hohenegger's (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. VI, pag. 309) des öfteren die Angabe eines Gaultvorkommens in Radola.

Ueber die Entstehung des Klippenphänomens finden wir in der letzterwähnten Literatur wenig Bemerkungen. Während sich Fötterle den Beyrich'schen Anschauungen anschloss, wurde von Stur die Möglichkeit erwogen, dass die Klippen ehemaligen Korallenriffen ihren Ursprung verdanken (Uebersichtsaufnahmen im Waag- und Granthal, pag. 129). Stur hat damit auch die Verschiedenartigkeit der Entwicklung der Kreide- und Eocänformation zu beiden Seiten des Klippenzuges in Verbindung zu bringen gesucht (l. c. pag. 37).

Wenige Jahre nach der Uebersichtsaufnahme wurde seitens der geologischen Reichsanstalt mit der Detailaufnahme des Klippenzuges vorgegangen. Im Waagthale waren Rücker, Čermak, Pošepny, Paul, Bábanek und Hořinek (1864 und 1865) thätig. Es zeigte sich, dass nicht nur die Kössener Schichten, der Lias und Jura in reicher Entwicklung an der Zusammensetzung der Klippen betheiligt sind, sondern auch die Trias, welcher die, schon Stur bekannten Quarzite und rothen Schiefer von Drietoma bei Trentschin angehören. Die Darstellung Stur's, wornach die Klippen des Waagthales ringsum von den Schichten der oberen Kreide umgeben werden, wurde bestätigt und auch Paul, der im Arvaer Klippengebiete zu einer anderen Anschauung gelangte, hebt hervor, dass die Maninklippen von Oberkreide umschlossen werden. Paul wies ferner an einigen Punkten Neocomkalk mit *Radiolites neocomiensis* und *Caprotina Lonsdalei (?)* nach, welcher mitten aus Cenomanschichten aufragt. Aus dem Aufnahmsberichte Bábanek's verdient hervorgehoben zu werden, dass bei Bittse im nördlichen Trentschiner Comitate im Bereiche der „Klippenhülle" Nummulitenconglomerate vorkommen, die weiter südlich fehlen.

Zu den wichtigsten Erkenntnissen führte die geologische Detailaufnahme der Arvaer, der pieninischen, der Saroser und Ungher Klippen in den Jahren 1867 und 1868, an welcher Paul, v. Mojsisovics, v. Hauer, Stur, Stache, Neumayr, Höfer und F. Kreutz betheiligt waren. Da gerade damals die tithonische Frage vielfach erörtert wurde, war es natürlich, dass man der Abgrenzung und stratigraphischen Stellung des Tithons besondere Aufmerksamkeit widmete und dass daher die heute endgiltig gelöste Tithonfrage im Schriftthum dieser Jahre eine wichtige Rolle spielt. Das Hauptaugenmerk blieb aber den geologischen Verhältnissen der Klippen im Allgemeinen zugewendet. Die Arbeiten der genannten Autoren bilden nebst den schon hervorgehobenen Schriften Stur's die Hauptquelle unserer Kenntniss über die karpathischen Klippen und da alle späteren Arbeiten die geologische Basis der Klippenkunde entweder nicht berührt oder dieselbe unverrückt gelassen haben, so haben wir hauptsächlich die Arbeiten aus den Jahren 1867—1871 zu berücksichtigen, wenn wir ein Bild des gegenwärtigen Standes der geologischen Kenntniss der Klippen erhalten wollen.

Die Bemühungen von E. v. Mojsisovics, dessen Forschungen zum Theil in Gesellschaft mit F. v. Hauer ausgeführt wurden, waren sowohl auf die Gliederung der Klippenkalke, wie auf deren tektonisches Verhalten gerichtet. E. v. Mojsisovics gebührt das Verdienst, die Discussion der Klippenfrage auf das tektonische Gebiet gewiesen zu haben. In letzterer Hinsicht gipfeln seine Anschauungen in dem Satze, dass „jede Klippe eine tektonische Individualität bildet".

„Während die Klippen allerdings eine ganz scharf markirte, scharf fortlaufende Zone bilden, besteht unter den einzelnen Klippen, selbst ganz benachbarten, kein tektonischer Zusammenhang“ (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1867, pag. 213).

„Beinahe jeder einzelne, in der Klippenzone emporragende Kalkfels bildet eine für sich abgeschlossene, mit den übrigen Klippen weiter nicht in unmittelbarem Zusammenhange stehende Gesteinsscholle, an deren Zusammensetzung meist mehrere, oft eine ganze Reihe von verschiedenen Formationsgliedern, vom Lias angefangen bis hinauf zum Neocom Antheil haben“ (F. v. Hauer, Jahresbericht, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1867, pag. 307).

Wir finden hier die Individualisirung der einzelnen Klippen zum erstenmale scharf zum Ausdruck gebracht.

Vielseitigen und maassgebenden, wenn auch nicht im Sinne des hier vertretenen Standpunktes durchaus günstigen Einfluss auf die Gestaltung der Klippenforschung haben ferner die Arbeiten von C. M. Paul im Arvaer Comitate genommen. Dieser Forscher zeigte, dass der Lias in der Arvaer Klippenzone ähnlich wie im Waagthale eine grosse Rolle spielt. Er konnte den Unterlias, hauptsächlich in Form von Fleckenkalken mit *Am. raricostatus* und *Nodotianus*, den Mittellias mit *Am. margaritatus*, den Oberlias mit *Am. bifrons* und *Holandrei* nachweisen. Die Entwicklung des Dogger, Malm und Neocom schliesst sich enge an die im pieninischen Zuge an. Bezüglich des Auftretens der Klippen stimmte Paul den von F. v. Hauer und E. v. Mojsisovics aufgestellten Gesichtspunkten bei. „So sehr aber das Auftreten der Klippen, im Ganzen betrachtet, an eine scharf markirte Streichungslinie gebunden ist, so wenig ist in den allermeisten Fällen eine Gesetzmässigkeit im Streichen der Schichten bei Vergleichung der einzelnen Klippen unter einander zu beobachten“ . . . (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1868, pag. 213). Die Frage nach der Entstehung der Klippen hält Paul noch für verfrüht, versucht aber eine Begriffsbestimmung der Klippe und bezeichnet als Klippen „diejenigen Inseln älterer Gesteine im Karpathensandsteingebiete, welche, ohne dem Gesammtbau des Gebirges regelmässig eingefügt zu sein, theils jede für sich, theils in kleinen Gruppen unter einander verbunden, eigene, unabhängige stratigraphische Systeme bilden“ (l. c. pag. 214).

Die neocomen hellen Hornsteinkalke zieht Paul nicht in den Begriff der Klippen ein, wiewohl sie öfter die äussere Form der Klippen annehmen. Er will nämlich beobachtet haben, dass die neocomen Hornsteinkalke „einerseits mit dem umgebenden Karpathensandsteine stellenweise durch Wechsellagerung eng verbunden, andererseits von den, unter einander concordanten Lias-, Dogger- und Malmgesteinen, welche sie gewöhnlich mantelförmig umgeben, durch eine auffallende, beinahe an allen Localitäten constatirbare Discordanz getrennt sind“ (l. c. pag. 214 und 215).

Während man in der Klippenzone des Waagthales eine Discordanz zwischen dem Jura und Neocom der Klippen einerseits und den Bildungen der oberen Kreide andererseits annehmen muss, da ja nach allen Beobachtern, voran nach Stur und Paul selbst, die Klippen des Waagthales durchgehends von Oberkreide umgeben erscheinen,

hätte man nach Paul's Darstellung in der unmittelbaren östlichen Fortsetzung, in der Klippenzone der Arva eine Discordanz zwischen Jura und Neocom vorauszusetzen.

Herr Bergrath Paul schliesst ganz richtig, dass die obere Kreide des Waagthales im Arvaer und pieninischen Klippenbogen ihre Fortsetzung finden müsse. Es gelang ihm in der That auch, einige Partien von „Upohlawer Conglomerat" mit Inoceramenfragmenten aufzufinden und überdies bezeichnete er eine breite Zone von Sandsteinen und Schiefern im Norden der eigentlichen Klippen und zwischen diesen als obere Kreide.

Wenn auch Bergrath Paul die Erklärung des Klippenphänomens als verfrüht ablehnt, so schöpft er doch aus seinen Beobachtungen ein Bild über die tektonische Bedeutung der Klippenzone als Ganzes. Er führt dieselbe auf das Schema einer gewöhnlichen Anticlinalfalte zurück, welche dem allgemeinen Streichen des Gebirges parallel läuft und von den übrigen Längsfalten des Karpathensandsteins nur dadurch unterschieden ist, dass hier der Aufbruch auch die jurassische Unterlage der Karpathensandsteine ergriffen und auf die Oberfläche gebracht hat. Der Aufbruch der jurassischen Gesteine ist kein regelmässiger, sie befinden sich gegen das umhüllende Neocom in Discordanz, die zwar nicht näher erörtert, aber auf tektonische Vorgänge zurückgeführt wird. Auf das Neocom folgt nach Paul der Gault (paläontologisch nur an einer Stelle im Dedinathale von Fötterle und Stur nachgewiesen), sodann die obere Kreide und endlich die eocänen und oligocänen Magurasandsteine, welche die Klippenzone gegen Nordwest und Südost scharf abschliessen.

Während Paul in der Arva der oberen Kreide noch eine weite Verbreitung einräumte, konnten die in der östlichen Fortsetzung, im pieninischen Klippenbogen, arbeitenden Geologen, namentlich Stache und Neumayr, die obere Kreide nicht mehr nachweisen; es wurde nur von Neumayr die Möglichkeit offen gelassen, dass einzelne Sandstein- und Schieferpartien der oberen Kreide angehören.

Gestützt auf Paul's Angabe, dass die neocomen Hornsteinkalke gegen unten in die rothen Schiefer und Sandsteine der Klippenhülle übergehen und unter Berufung auf die schon besprochene ältere Beobachtung F. v. Hauer's bei Ujak, wurde von Neumayr, Stache und vielen anderen Geologen einmüthig angenommen, dass die rothen und grauen Mergelschiefer und die damit verbundenen Sandsteine, die im pieninischen Zuge die Klippen in auffallender Discordanz umgeben, dem Neocom angehören. Vielleicht hat auch die Analogie mit dem sogenannten nördlichen Klippenzuge, woselbst zweifellose Neocomschichten tithonische Klippen, freilich nur sogenannte Blockklippen, umhüllen, viel zur Befestigung dieser Ansicht beigetragen.

Die unmittelbare Folge dieser Betrachtungsweise war, wie schon angedeutet, die Nothwendigkeit der Annahme, dass die Jura- und Neocomklippen im südwestlichen Theile des Klippenzuges, im Waagthale, von obercretacischen Gesteinen ringsum umgeben werden, während in der östlichen Fortsetzung desselben Zuges die Oberkreide fehlt und an Stelle der discordant umhüllenden Oberkreide das ebenfalls

discordante Neocom tritt. Obwohl dieser Widerspruch gewiss bedenklich erscheint, wurde er in der damaligen Literatur so gut wie gar nicht berührt, so dass man wohl annehmen muss, dass die Ueberzeugung von der Richtigkeit der Altersbestimmung der rothen Hüllschiefer als Neocom eine sehr festgewurzelte war. D. Stur, welcher als der beste Kenner des Waagthales gewiss berufen gewesen wäre, in diese Frage einzugreifen, begnügte sich damit, die rothen, grauen und grünlichen Schiefer, welche in Czorsztyn die Juraklippen umgeben, als Puchower Mergel anzusprechen und eines Inoceramenfundes darin zu gedenken (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1867, pag. 261).

Wir gelangen nun zu den Arbeiten von M. Neumayr und G. Stache, welche die Entstehung des Klippenphänomens am eingehendsten behandeln und daher etwas ausführlicher besprochen werden müssen.

M. Neumayr gebührt zunächst das Verdienst, die Stratigraphie des Klippenjura, für welche durch die Arbeiten der vorgenannten Geologen, die Studien von Hohenegger und Suess, die paläontologischen und stratigraphischen Arbeiten von Oppel und Zittel bereits eine breite Basis geschaffen worden war, vollständig geklärt und sichergestellt zu haben. Nach Neumayr fehlen im pieninischen Zuge die Liasbildungen, die im westlich angrenzenden Arvaer Comitate eine so grosse Rolle spielen. Die Klippen dieses Zuges gehören dem mittleren und oberen Jura an, welcher in zwei verschiedenen Ausbildungsarten auftritt, als versteinerungsarmer Hornsteinkalk und als versteinerungsreiche Kalk- und Mergelbildungen. Die erstere Ausbildungsweise bezeichnet Neumayr als die hochkarpathische, die letztere als die subkarpathische Facies. In den Hornsteinkalken finden sich paläontologische Beweise nur für die Vertretung der obersten (tithonischen) Stufe, obwohl auch tiefere Horizonte darin enthalten sein müssen. Gesteine der beiden Ausbildungsarten wurden nur an zwei Punkten in directer Beziehung zu einander beobachtet. Sonst sind beide Facies streng von einander geschieden und die Klippen der sogenannten hochkarpathischen Facies liegen vorwiegend im südlichen Theile der Klippenzone.

Die versteinerungsreiche, subkarpathische Facies zeigt nachstehende Schichtfolge:

a) Graue Fleckenmergel mit *Harpoc. opalinum* etc.;
b) graue oder schwärzliche Thone mit *Harpoc. Murchisonae* etc.;
c) weisse, ungeschichtete Crinoidenkalke mit *Harpoc. Mayeri Waag.* Vertreter des mittleren Dogger;
d) rothe, wenig mächtige Crinoidenkalke mit *Opp. fusca, Haploc. psilodiscus, Stephanoceras Deslongchampsi, Stephanoc. Ymir* u. s. w. Klausschichten;
e) rothe Knollenkalke mit Ammoniten (Czorsztyner Kalk, eigentlicher sogenannter Klippenkalk). Vertreter der Oxford- und Kimmeridgestufe und der tiefsten Theile der Tithongruppe;
f) versteinerungsreiche (Rogozniker) Breccie oder licht gefärbte Brachiopodenkalke. Ein sehr vielgestaltiger, versteinerungsreicher Complex, welcher der unteren Zone der Tithongruppe entspricht;
g) graue Kalke mit Cephalopoden der Stramberger Schichten, obere Zone der Tithongruppe.

Die rothen Crinoidenkalke verschwinden stellenweise, dann verlieren die Klausschichten ihre petrographische Selbstständigkeit und sind in den Czorsztyner Kalken mit vertreten. Die grauen Stramberger Kalke treten nur bei Kiów im östlichsten Theile der pieninischen Klippenzone auf.

An einem Punkte, an der Stankówka bei Maruszina, fehlen die rothen Knollenkalke und an ihrer Stelle treten zwei verschiedene Gesteine, ein rothbraun und schwarz gefleckter Kalk mit Oxfordfossilien (Zone des *Am. transversarius)* und ein ziegelrother Kalk mit Versteinerungen der Acanthicusschichten auf. Die Czorsztyner Kalke werden als „couches remaniées" aufgefasst.

Die rothen Hüllschiefer betrachtet Neumayr, wie schon erwähnt, für Neocom (l. c. pag. 502), erwähnt aber gewisse, nicht näher beschriebene Schiefer und Sandsteine, deren Einreihung in die Oberkreide ihm möglich erscheint. Ferner acceptirt er die von Stache ausgeschiedenen Partien von alttertiären Sandsteinen innerhalb der Klippenhülle.

Hinsichtlich der Tektonik der Klippenzone steht Neumayr auf dem von v. Hauer, v. Mojsisovics und Paul gegebenen Boden. Mit Letzterem erblickt er in der Klippenzone eine einfache Anticlinalfalte, die sich von den übrigen Falten des Karpathensandsteins nur durch bedeutendere Dimensionen, also nur quantitativ, unterscheidet, mit den ersteren hält er an der vollständigen Unabhängigkeit der einzelnen Klippen fest. Dies waren gewissermaassen die Elemente, aus denen Neumayr in höchst scharfsinniger und geistreicher Weise seine Klippentheorie schuf. Er führte die Entstehung der Klippen auf die Gebirgsfaltung zurück und erklärte die thatsächlichen Erscheinungen, das discordante Durchbrechen der Klippenriffe durch das Hüllgestein, durch ein seltenes Zusammentreffen mehrerer günstiger, nach derselben Richtung wirkender Umstände, welche hier local eine ganz abnorme Form von Faltenaufbrüchen erzeugt haben, bei welchen der Faltenkern in Form einzelner Riffe und Schollen den ursprünglich concordant abgelagerten, jüngeren Mantel durchbrochen hat.

Beim Einwirken eines gewaltigen, lateralen Druckes gaben natürlich die bedeutend weicheren Sandsteine und Mergel demselben viel mehr nach und liessen sich viel leichter in Falten biegen, als die harten, spröden jurassischen Kalkgebilde, welche in Folge des starken Druckes bei Ueberschreitung der Elasticitätsgrenze an der Decke des sich bildenden Gewölbes barsten; die Bruchränder, sowie die sich loslösenden kleineren Schollen und Trümmer mussten sich in das ausserordentlich weiche und nachgiebige Material der Neocomschiefer hineinpressen und diese sich ganz dem neugebildeten Relief der Kalke anschmiegen. Auf diese Weise kam die Discordanz zwischen Jura und Neocom zu Stande. Nach dieser Erklärung der Klippenbildung formulirt Neumayr die Definition der karpathischen Klippen folgendermassen:

„Die karpathischen Klippen sind Trümmer und Reste eines geborstenen Gewölbes, welche als Blöcke oder Schichtköpfe von Schollen und anstehenden Schichtmassen in jüngere Gesteine, von welchen sie überwölbt werden, in discordanter Lagerung hinein- oder durch dieselben hindurchgepresst worden sind."

Demnach sind auch die nach allen Richtungen von jüngerem Gestein umhüllten, sogenannten „Blockklippen" als wahre Klippen anzusehen, ebenso die Neocomklippen. Die hervorragende Form ist kein integrirender Bestandtheil des Klippencharakters, sondern dieselbe tritt nur an den meisten Klippen in Folge ihrer geringen Verwitterbarkeit im Verhältnisse zu den weichen Hüllschiefern secundär hervor.

Auf die von Neumayr hervorgehobenen Umstände, welche es begünstigt haben, dass hier die Faltung zu einer so abweichenden Gestaltung des Faltenkernes geführt hat, muss ich weiter unten, im allgemeinen Theile dieser Arbeit, ausführlich eingehen und werde sie daher hier übergehen, um Wiederholungen zu vermeiden.

Der Antheil, den G. Stache an der Erforschung der pieninischen Klippenzone genommen hat, geht aus der Literatur nicht so deutlich hervor, wie aus den von ihm entworfenen Karten, da die ausführliche, darüber vorbereitete Arbeit leider unveröffentlicht geblieben ist. Es sei mir gestattet, hervorzuheben, dass sich diese Stache-Neumayr'sche Karte durch einen hohen Grad von Genauigkeit auszeichnet. Ohne diese Grundlage wäre es mir kaum möglich gewesen, die jetzt vorliegende Karte dieses Gebietes in der kurzen Zeit von 4 Monaten herzustellen und gern erfülle ich die Pflicht, dieses Verdienst meiner ausgezeichneten Vorgänger nachdrücklich hervorzuheben.

Stache hat zuerst alttertiäre Sandsteinmassen und Nummulitenconglomerate in der eigentlichen Klippenhülle des pieninischen Zuges constatirt. Die grosse Klippe von Haligocs wurde als „Chocsdolomit" aufgefasst.

Auf Grund der Aufnahme des Jahres 1868 entwickelte Stache eine Anschauung über die Entstehung der Klippen, welche den von Neumayr gehegten Gedanken sehr nahe steht. „Wirkliche Falten der unterliegenden festen Kalkschichten konnten hier oder mussten fast wechseln mit förmlicher Durchspiessung der jüngeren, weicheren Schichtendecke durch geknickte oder geborstene Faltenflügel der unteren Kalkbänke, sowie durch Ueberschiebungen und Ueberstürzungen von Schollen solcher emporgedrückter Faltentheile über das weichere, jüngere Material" (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1868, pag. 281, 282). Nur schreibt Stache hierbei den karpathischen Trachyteruptionen einen Einfluss zu, den Neumayr nicht anerkennt.

Drei Jahre später jedoch veröffentlichte G. Stache nach Untersuchung des Unghvárer Comitates in seiner ausgezeichneten Arbeit über die Unghvárer Klippen (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXI), in welcher er sich ausdrücklich auch auf den pieninischen Klippenzug beruft, ganz abweichende Ansichten, die in vollem Gegensatze zu den Neumayr'schen Darlegungen stehen. Er legte ein Hauptgewicht auf ältere Störungen, welche nach der Ablagerung des oberen Jura und vor der Ablagerung des Neocom stattgefunden haben.

Nach G. Stache befanden sich die Klippen zur Zeit, als die Schichten der Klippenhülle, die rothen und grauen Mergelschiefer der älteren Kreide, abgelagert wurden, bereits in gefaltetem Zustand und bildeten zur Zeit des neuerlichen Vordringens des Meeres zur Neocomzeit eine Art Archipel, einen inselreichen Küstenstrich, ähnlich dem dalmatinischen oder istrischen. Die Störungen während einer nach-

herigen Hebungsperiode, ferner eruptive Thätigkeit konnten locale Verrückungen und Verwerfungen hervorrufen, aber den ursprünglichen Parallelismus mit der alten Küstenlinie nicht völlig verwischen. Demgemäss erblickt Stache das Wesentliche des Begriffes der Klippen in möglichst allgemeiner Fassung darin, „dass Theile einer älteren Gebirgsformation, welche sich noch in tektonischem Zusammenhange mit ihrem örtlichen Ganzen befinden, aus der umgebenden Hülle einer jüngeren Formation mit deutlich von der Tektonik dieser Hülle abweichenden Verhältnissen des Schichtenbaues und der Lagerung zu Tage stehen" (l. c. pag. 405).

Stache unterschied in den Klippengebieten folgende Gruppen von Schichten:

1. Die Gesteine, welche die Klippen selbst zusammensetzen;
2. die die Einzelklippen umhüllenden Schichten (die Klippenhülle der Autoren);
3. die Umgrenzungsschichten der Klippengebiete;
4. die Durchbruchsgesteine;
5. die Deckschichten des Klippengebirges.

Er bezeichnete ferner jene Klippen, welche vermöge der geringen Widerstandsfähigkeit ihres Materials nicht schon äusserlich als Klippen über ihre Umgebung aufragen, als Kryptoklippen und machte auf sogenannte Pseudoklippen aufmerksam, Aufragungen im Klippengebiete, welche ihrer äusseren Form nach wohl als Klippen erscheinen, es aber ihrer Natur nach nicht sind. So musste Stache die neocomen Hornsteinkalke, die oft die Klippenform annehmen, als Pseudoklippen bezeichnen, da für ihn nur vorneocome Gesteine echte Klippen sein konnten. In die Kategorie der Pseudoklippen fallen ferner die Nummulitenkalke und Conglomerate von Haligocs und Lipnik; auch die sogenannten Blockklippen zählt Stache zu den Pseudoklippen, da er sie als von grösseren Klippen abgestürzte und in die Hüllmasse versunkene Partien betrachtete. In Bezug auf die Anordnung der echten Klippen unterschied er einfache Klippenreihen, Parallelreihen, Klippengruppen und Einzelklippen.

Die Beweisführung Stache's wird weiter unten noch ausführlicher zur Sprache kommen.

Nach Abschluss der Detailaufnahme des südlichen Klippenbogens wurde nur sehr wenig über die Geologie dieses merkwürdigen Theiles der Karpathen publicirt. Es mag hier Erwähnung finden, dass sich F. v. Hauer zu der Neumayr'schen Anschauung über die Entstehung der Klippen hinneigte und die Vermuthung aussprach, dass der Seitendruck, der die Faltung der Klippenzone bedingte, durch die Hebung der Südhälfte des Karpathengebirges bedingt gewesen sein mochte.[1]) Ferner gab v. Hauer ein Profil der viel besuchten und beschriebenen Localität Czorsztyn.

Paul, welcher ursprünglich der vollständigen tektonischen Selbstständigkeit der einzelnen Klippen das Wort geredet hatte,

[1]) Die Geologie und ihre Anwendung etc. 1878, 2. Aufl., pag. 462.

scheint in der Folge von dieser Anschauung zurückgekommen zu sein. In einem Aufsatze über die Natur des karpathischen Flysches, (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXVII, pag. 446) bespricht er das vielfach zu beobachtende Auftreten von Klippenreihen mit unter einander übereinstimmender Zusammensetzung und Streichungsrichtung und nennt ganz kurz Beispiele hierfür.

Eingehende Detailuntersuchungen wurden später von A. v. Alth in einem Theile der pieninischen Klippenzone ausgeführt. Da sich jedoch diese Arbeit in Bezug auf die allgemeinen Ansichten vollständig auf dem bisher gewonnenen Boden bewegt, werde ich hier auf dieselbe nicht weiter eingehen. Bei der Detailbeschreibung wird sich Gelegenheit ergeben, dieser Arbeit an geeigneten Stellen zu gedenken.

Die paläontologische Kenntniss des Klippenjura blieb hinter der geologischen nicht zurück. Dank den ausserordentlichen Bemühungen von L. v. Hohenegger und L. Kaminski wurden speciell aus den Neumarkter Klippen grosse und zum Theil prächtige Materialien aufgespeichert, deren meisterhafte Bearbeitung durch v. Zittel und Neumayr einige der vorzüglichsten Beiträge zur Kenntniss des mediterranen Jura überhaupt gefördert hat. In neuerer Zeit haben Zaręczny, Szajnocha und ich selbst Beiträge zur paläontologischen Kenntniss der Juraformation des südlichen Klippenzuges geliefert.

Das reichhaltige wissenschaftliche Material, welches so viele hervorragende Forscher über die südliche Klippenzone zusammengetragen haben, machte es mir möglich, bei der mir übertragenen Aufnahme einzelnen Fragen besondere Aufmerksamkeit zuzuwenden und meiner Arbeit gewisse Richtungslinien vorzuschreiben. Ueberblickt man den Stand der Klippengeologie nach der vorliegenden Literatur, so ist sofort ersichtlich, dass kein Zweig der einschlägigen Kenntniss weiter vorgeschritten ist, als die Paläontologie und die Stratigraphie des Klippenjura. Namentlich die ausgezeichnete Arbeit Neumayr's hat die Stratigraphie des Klippenjura auf eine solche Höhe gebracht, dass wesentliche Aenderungen an der Gliederung Neumayr's wohl niemals eintreten können. Die Resultate, die ich in dieser Richtung erzielen konnte, beschränken sich auf die sogenannte hochkarpathische Facies der Hornsteinkalke und deren Verhältniss zu der subkarpathischen, versteinerungsreichen Facies.

Dagegen ergibt sich ebenso klar, dass die Stratigraphie der Klippenhülle noch wenig aufgehellt ist. Die Untersuchung der eigentlichen Klippen war eben bis jetzt lohnender, als die verworrene, reizlose Klippenhülle. Die Ansicht, dass dieselbe dem Neocom gleichzustellen sei, wurde zwar allgemein getheilt, die Beweise dafür beschränken sich jedoch auf das Profil von Ujak und die durch keine nähere Beschreibung gestützten Aufstellungen Paul's.

Sowohl dieser Umstand, als auch die Unklarheit, welche bezüglich des Verhältnisses der Versteinerungen führenden, neocomen Hornsteinkalke, der sogenannten Neocomklippen, zu den weichen Schiefern der Klippenhülle besteht, liessen es wünschenswerth erscheinen, der Frage nach dem Alter und der Zusammensetzung der Klippenhülle näher zu treten.

Was die Entstehung der Klippen anbelangt, hat Neumayr gezeigt, dass die Vermuthungen, die in dieser Hinsicht in älterer Zeit geäussert wurden, haltlos sind. Es bleiben sonach nur die einander

durchaus entgegenstehenden Anschauungen Neumayr's einerseits und Stache's andererseits, welche beide discutabel sind. Für beide Anschauungen ist nichts entscheidender, als die Frage, ob denn benachbarte Klippen thatsächlich vollkommen von einander unabhängig sind oder ob deren Vertheilung, Zusammensetzung und Lagerung nicht doch vielleicht eine gewisse Regelmässigkeit erkennen lassen. Beide Ansichten haben ihre Vertreter gefunden, doch sind von keiner Seite genügende Beobachtungsthatsachen angeführt worden, welche für eine sichere Entscheidung ausreichend gewesen wären.

Es musste daher eine meiner ersten und wichtigsten Aufgaben bilden, hierüber Klarheit anzustreben. Ebenso wichtig schien es, darauf zu achten, ob die Klippen in ihrem geologischen Baue Eigenthümlichkeiten, Störungen etc. zeigen, welche der Klippenhülle fehlen, oder ob Anhaltspunkte vorhanden sind, dass die geologischen Vorgänge bei beiden, den Klippen und ihrer Hülle, die nämlichen gewesen sind. Endlich fällt es auf, dass auf das Vorhandensein oder Fehlen von Strandconglomeraten in der bisherigen Literatur nicht genügend Werth gelegt wurde und es waren demnach die Beobachtungen auch in dieser Richtung auszudehnen.

Detailbeschreibung.

Die topographische Einführung, die man bei geologischen Beschreibungen vorauszuschicken pflegt, glaube ich in diesem Falle übergehen zu können, da es sich um eine gut bekannte Gegend handelt und Neumayr in seiner Arbeit (l. c. pag. 470) die geographischen Verhältnisse erschöpfend behandelt hat. Meine Untersuchungen betreffen den pieninischen Klippenzug von der Arvaer Grenze im Westen bis zum Popperdurchbruch bei Palocsa und Orlo im Osten. Der östlichste Theil dieses Zuges, die sogenannte Saroser Gruppe Neumayr's, gelangt hier nicht zur Darstellung.

Obgleich die Klippenzone einen zusammenhängenden, ununterbrochenen Zug vorstellt, macht sich doch das Bedürfniss fühlbar, der Uebersicht halber eine Gliederung derselben vorzunehmen. Es hat deshalb auch Neumayr einzelne Gruppen unterschieden, und zwar die Neumarkter Gruppe, die Falstiner Gruppe, die Czorsztyner Gruppe, den Pienin, die Zipser und die Saroser Gruppe. Neumayr hat sich dabei hauptsächlich an die Flussdurchbrüche gehalten. Diese schneiden jedoch häufig geologisch eng zusammengehörige Partien, so dass es richtiger erscheinen dürfte, neben den Flusseinschnitten auch die geologischen Verhältnisse zu berücksichtigen. Auch möchte ich den Ausdruck „Gruppe" vermeiden, da derselbe in diesem Falle, wo es sich um die Abschnitte eines und desselben fortlaufenden Bandes handelt, nicht ganz zutrifft und leicht eine falsche Vorstellung begünstigen könnte. Ich werde statt dessen den weniger mundgerechten, aber zutreffenderen Ausdruck „Abschnitt" verwenden. Von diesem Gesichtspunkte möchte ich folgende Gliederung vorschlagen:

1. Neumarkter Abschnitt,
2. Czorsztyner Abschnitt,
3. Szczawnic-Jarembiner Abschnitt,
4. Lublauer Abschnitt,
5. Saroser Abschnitt.

Die Begrenzung des Neumarkter Abschnittes ergibt sich von selbst; sie wird bedingt durch das breite Diluvialbett des weissen Dunajec und der Bialka im Osten, die Diluvien des schwarzen Dunajec und der Arva, und die jungen Tertiärbildungen der Arver Niederung im Westen, welche eine vollständige, wenn auch nur oberflächliche Isolirung dieses Theiles der Klippenzone hervorbringen.

Der Czorsztyner Abschnitt beginnt mit den, aus dem Diluvium auftauchenden Einzelklippen der Cislowa skala bei Uj-Bela und erstreckt sich in einem geologisch einheitlichen, zweimal vom Dunajec durchbrochenen Zuge bis zur Linie Szczawnica-Rothkloster, knapp östlich vom zweiten, dem Pieniny-Durchbruche des Dunajec. Den späteren Auseinandersetzungen vorgreifend, hebe ich hier nur hervor, dass dieser Abschnitt durch die streng lineare, dem Hauptstreichen gleichlaufende Anordnung der Klippen und die ausserordentlich mächtige Entwicklung der Hornsteinkalkfacies ausgezeichnet ist. Er gehört zu den interessantesten Theilen der Klippenzone und umfasst die Falstiner, die Czorsztyner und die Pieningruppe Neumayr's. Die oft besuchte, beschriebene und abgebildete Oertlichkeit Czorsztyn, welche vielfach zum Ausgangspunkt geologischer Forschungen erhoben wurde und ungefähr in der Mitte des betreffenden Abschnittes gelegen ist, wurde zur Bezeichnung desselben gewählt.

Der Szczawnic-Jarembiner Abschnitt steht an geologischer Bedeutung dem vorhergehenden kaum nach. Er beginnt mit der Linie Szczawnica-Rothkloster und reicht bis zur Ortschaft Jarembina bei Lublau (Zips). Der Beginn desselben fällt mit dem Uebergang des Hauptstreichens aus der ostwestlichen in die südöstliche Richtung zusammen. Die Hornsteinkalke, welche im Pieninendurchbruch den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreichen, verschwinden östlich davon fast gänzlich und erscheinen erst im weiteren Verlaufe dieses Abschnittes wieder, ohne eine erhebliche Rolle zu spielen. Die Klippen der versteinerungsreichen Facies bilden in diesem Abschnitte bald Reihen, bald grössere und kleinere Gruppen mit flacher Lagerung und ohne ausgesprochene Längsrichtung. Sie vereinigen sich aber im Allgemeinen doch zu zwei parallelen Hauptzügen, welche bei Jarembina und Littmanowa verschmelzen.

Im Lublauer Abschnitte beginnt sich die Klippenzone schon stark zu verschmälern, die Klippen sind auf ein ziemlich schmales Band beschränkt, innerhalb dessen sie bald in Gruppen, bald in Reihen angeordnet sind. Der Lublauer Zug reicht von Jarembina bis Ujak und Palocsa in der Nähe des Popperdurchbruches, wo die Klippenzone in ihrer ganzen Breite von Alttertiärbildungen bedeckt und dadurch gegen den Saroser Abschnitt, welcher nicht mehr in den Rahmen des zu beschreibenden Gebietes fällt, natürlich begrenzt ist.

Ich beginne mit dem westlichsten Theile der Klippenzone, dem Neumarkter Abschnitte.

I. Neumarkter Abschnitt.

An der Grenze des Arvaer Comitates in Ungarn und des Neumarkter Bezirkes in Galizien dehnt sich, wie bekannt, eine grosse, innerkarpathische Niederung aus, welche mit jungen Tertiärschichten diluvialen, terrassirten Flussablagerungen, Torf- und Moorbildungen ausgefüllt ist und die europäische Hauptwasserscheide enthält. Durch diese flache Hochebene erleidet die südliche Klippenzone eine bedeutende Unterbrechung, sie verschwindet, denudirt und von Diluvien bedeckt, bei Trstjena in der Arva und kommt zwischen Czarny Dunajec und Neumarkt wieder zum Vorschein, um hier zunächst den Neumarkter Abschnitt zu bilden.

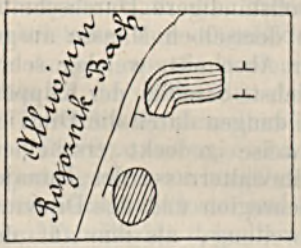
Wie schon Neumayr hervorhebt, enthält dieser Theil der Klippenzone nur wenige, durch grössere Massenentwicklung ausgezeichnete Klippen, wohl aber befinden sich hier mehrere, durch Fossilreichthum hervorragende Localitäten, die in der Literatur wiederholt genannt werden und in der Geschichte der Klippenzone eine wichtige Rolle spielen, wie Rogóżnik, Maruszyna, Zaskale. Die Bevorzugung, welche diese Gegend erfahren hat, ist jedoch nicht in der Natur der Sache begründet, sondern ist wohl nur eine Folge der verhältnissmässig leichten Zugänglichkeit dieses Gebietes. Die meisten anderen Theile der Klippenzone bieten lehrreichere und vollständigere Durchschnitte und ebenso fossilreiche, wenn auch nicht in demselben Maasse ausgebeutete Fundpunkte dar, wie der Neumarkter Abschnitt, welcher schon deshalb zurücksteht, weil daselbst der nördlichste Streifen der Klippenzone und die nördlich angrenzenden Flyschbildungen durch die Diluvien und Alluvien des schwarzen Dunajec theilweise gedeckt erscheinen. Mächtige Gerölle von Tatragraniten, der Diluvialterrasse des Dunajec angehörig, findet man oft mitten in der Klippenregion und das Diluvium hat in Wirklichkeit eine ausgedehntere Verbreitung, als ihm auf der Karte der Deutlichkeit wegen zugestanden wurde. Die Beobachtung der Klippen selbst leidet wohl durch diese weite Ausdehnung des Diluviums nicht, wohl aber die der Klippenhülle.

Die westlichsten Spuren der Klippenzone in der Neumarkter Gegend sind am westlichen Ufer des Rogóżnikbaches im Dorfe Stare Bystre erkennbar. Die flache Dunajecterrasse wird durch den genannten Bach tief durchfurcht, so dass unterhalb des Schotters und Lehms am Steilufer noch älteres Gebirge aufgeschlossen erscheint. Nicht weit nordwestlich von der Einmündung des Bystrabaches in den Rogóżnik sind weisse, hornsteinführende Kalke zu sehen, welche in roth- und grüngefleckte Kalke von der Structur des Czorsztyner Kalkes übergehen, mit geringem Neigungswinkel nach Nord-Nordwest einfallen und grosse, gestreifte Aptychen enthalten. Sie erweisen sich dadurch als jurassisch, zeigen aber eine Ausbildungsweise, welche zwischen Hornsteinkalk und Czorsztyner Kalk vermittelt, wenn auch die Annäherung an den ersteren grösser ist. Da diese Kalke von oben her denudirt und mit Schotter bedeckt sind, treten sie nicht klippenförmig hervor und würden wohl gänzlich unter der Diluvialdecke verborgen bleiben, wenn sie nicht durch den Einschnitt des Rogóżnikbaches blossgelegt worden wären. Am Flussufer selbst stehen hier rothe Schiefer an, die man bisher

allgemein als Vertreter des Neocoms betrachtet hat, und ebenso folgen weiter westlich rothe Schiefer. Erst in einiger Entfernung davon erscheint eine zweite Partie des vorhin beschriebenen hornsteinführenden Kalksteins. Von da ab verflacht sich das westliche Ufer des Rogóżnikbaches und bietet keine tiefer greifenden Aufschlüsse dar.

Klippen, die auch landschaftlich als solche hervortreten, erscheinen in Stare Bystre am östlichen Ufer des Rogóżnikbaches. Nicht weit von der Einmündungsstelle jenes Bächleins, welches nördlich vom Raczybache in den Rogóżnik mündet, befinden sich am Flussufer nahe bei einander zwei Felsen, die aus gewöhnlichem Czorsztyner- und hellem Tithonkalk bestehen und trotz ihrem unscheinbaren Aussehen Beachtung verdienen. Die nördliche von beiden zeigt senkrechte, fast nördlich geneigte Schichten bei ostwestlichem Streichen. Die zweite, südlich vom Westende der ersteren gelegene Klippe lässt steil nach Ostsüdost einfallende Schichten erkennen. So meint man denn auf den ersten Blick ein typisches Beispiel für die so oft betonte tektonische Unabhängigkeit der einzelnen Klippen vor sich zu haben, und doch ist dem nicht so, denn bei näherer Begehung überzeugt man sich, dass die nördliche Klippe nur in ihrem Haupttheile ein ostwestliches Streichen besitzt, am Westende dagegen sieht man sehr schön und deutlich, wie sich die Schichten bogenförmig umwenden und steil nach Ostsüdost einfallen (Fig. 1). Die zweite, südliche Klippe erweist sich somit als die directe Fortsetzung der nördlichen. Die flache Niederung zwischen beiden Klippen ist nicht aufgeschlossen, doch ist wohl kaum zu bezweifeln, dass sie durch Schiefer der Klippenhülle, wahrscheinlich die rothen Schiefer, ausgefüllt ist.

Fig. 1.



Klippen am Ufer des Rogóżnikbaches in Stare Bystre.

Ungefähr 450 Meter nordnordöstlich von den eben beschriebenen Klippen sind am Ostufer des Rogóżnikbaches graue Fleckenmergel mit südlichem Einfallen zu beobachten, welche in einer Lage die Fossilien des Opalinushorizontes, und zwar:

Harpoceras opalinum Rein.,
„ *elegans Dum.,*
Phylloceras tatricum Pusch.,
„ *ultramontanum Zitt.,*
Belemnites sp.

in ziemlich reichlicher Menge und guter Erhaltung einschliessen. Wenige Schritte nördlich davon befindet sich eine Klippe aus grauem Hornsteinkalk, welche wahrscheinlich liassisches Alter besitzen dürfte.[1]) Unweit flussabwärts wurden nämlich im Bachbette zwei sehr gut erhaltene Exemplare von *Aegoceras Jamesoni, Aegoc. cf. Jamesoni* und *Aegoc.*

[1]) Zur näheren Orientirung möchte ich noch hinzufügen, dass dieses wichtige Vorkommen knapp beim Gehöfte des Erbrichters (Soltys, Schulz) von Stare Bystre gelegen ist.

Davoei aufgefunden (nach Angabe des trefflichen, leider schon verstorbenen Sammlers L. v. Kaminski), die nach ihrem Erhaltungszustand unmöglich einen weiten Transport durchgemacht haben können und das Vorhandensein von Lias in dieser Gegend mit voller Bestimmtheit erweisen.

Das Gestein dieser Aegoceren ist ein grauer, mergeliger und kieseliger Fleckenkalk, der mit den Opalinusmergeln viel Aehnlichkeit besitzt, noch mehr aber mit den grauen Hornsteinkalken und den kieseligen Fleckenkalken der Posidonienschichten, die, wie wir sehen werden, so oft mit den Hornsteinkalken innig verbunden sind. Man darf daher mit Recht vermuthen, dass die liassischen Versteinerungen aus der vorerwähnten Hornsteinkalkklippe stammen, doch ist es leider nicht gelungen, im Anstehenden Versteinerungen nachzuweisen. Es muss übrigens betont werden, dass die liassischen Fleckenkalke nach petrographischen Merkmalen von den oberjurassischen und neocomen nicht zu unterscheiden sind, ein Verhältniss, das sich in der Tatra, wie auch im Waagthale wiederholt.

Der nur wenige Schritte betragende Zwischenraum zwischen der vermuthlichen Liaskalkklippe und der Opalinusmergelklippe ist nicht deutlich aufgeschlossen, möglicher Weise bilden beide nur eine zusammenhängende Klippenmasse.

Etwa 550 Meter nordöstlich von den oben erwähnten Fleckenmergelklippen beginnt am rechten Gehänge des Pod Grapi-Baches ein aus kleinen, aber deutlich linear angeordneten Klippen bestehender Klippenzug. Drei kleine Klippen aus rothem Czorsztyner Kalk, von denen selbst die grösste nur den Durchmesser von ungefähr 30 Meter aufweisen dürfte, folgen hier in nordöstlicher Richtung knapp auf einander, während eine etwas grössere vierte Klippe in geringer Entfernung östlich davon gelegen ist. Diese letztere zeigt neben sehr steil nach Nordnordwest einfallenden Czorsztyner Kalken an ihrem nordöstlichen Ende eine kleine Partie von gelblich weissem Crinoidenkalk. Etwa 200 Meter nordöstlich davon folgt eine etwas grössere Klippe, die aus einer mittleren Partie von weissem Crinoidenkalk, der auch hier stellenweise gelblich und röthlich gefärbt erscheint, und zwei randlichen Streifen von Czorsztyner Kalk besteht. Der letztere ist hier zuweilen grünlich gefleckt und hat folgende, leider meist schlecht erhaltene Fossilien geliefert:

Lytoceras sutile Opp.,
„ *quadrisulcatum Orb.*,
Phylloceras polyolcum Ben.,
„ *sp. ind.*,
Haploceras verruciferum Men. (?),
Oppelia compsa Opp.,
Perisphinctes geron Zitt.,
„ *contiguus Cat. (?)*,
„ *colubrinus Rein.*,
Simoceras catrianum Zitt.,
Aspidoceras binodum Opp.,
„ *longispinum Sow.*,
Terebratula diphya Col.

In derselben Richtung wie bisher, nach Ostnordost fortschreitend, trifft man dann zunächst eine ganz kleine Klippe von Czorsztyner Kalk, dann eine etwas grössere aus weissem, rosarothem und schmutzig-gelblichem Crinoidenkalk an. Auf der gegen die grosse Rogóżniker Klippe gelegenen Abdachung erscheinen sodann in der Gegend Seligowe fünf Klippen, welche wiederum in der Richtung von Westsüdwest nach Ostnordost auf einander folgen; die ersten vier bestehen aus rothem Kalke — Czorsztyner Kalk und Tithon —, die letzte aus weissem Crinoidenkalk. Nur die zweite und die letzte dieser Klippen ist von mässiger Grösse, die übrigen drei sind wahre Diminutivklippen. Das Einfallen ist nur bei der dritten als südsüdöstlich erkennbar.

Die bisher genannten Klippen bieten demnach, wenn man von den Klippen am Ufer des Rogóżnikbaches absieht, wenig Interesse dar, sie sind von geringer Grösse und einfacher Zusammensetzung. Was sie aber auszeichnet, ist ihre fast streng lineare Anordnung, die sich aus der Karte auf den ersten Blick ergibt. Nur eine einzige, bisher nicht erwähnte Klippe liegt nicht in dieser Linie; es ist dies eine kleine Crinoidenkalkklippe, welche auf der rechten Seite jenes Bächleins gelegen ist, welches nördlich vom Pod Grapi-Bache in den Rogóżnikbach mündet. Das Streichen konnte nur bei einzelnen Klippen ersehen werden und in diesen Fällen steht es in Uebereinstimmung mit dem Hauptstreichen.

In der unmittelbaren Streichungsfortsetzung der eben beschriebenen Klippenreihe befindet sich die grosse, altberühmte Klippe von Rogóżnik, welche an jenem Seitenbache des Rogóżnikbaches gelegen ist, der von der Höhe von Maruszyna herabkommt und den ich der Bequemlichkeit wegen im Folgenden als Maruszyner Bach bezeichnen werde. Die Lagerungsverhältnisse der Klippe oder vielmehr der Klippengruppe von Rogóżnik sind, wie schon Neumayr hervorhebt, sehr schwierige und nicht ganz klare. Im Bache erscheinen zunächst nördlich von der Klippe rothe Mergelschiefer mit nach Südost gerichtetem Einfallen, darauf folgt ein blaugrauer und grünlicher Schiefer oder Thon, welcher eine ungefähr 2 Meter mächtige Lage einer eigenthümlichen Kalkbreccie enthält. Diese Lage besteht aus nuss- bis kopfgrossen eckigen Bruchstücken eines weisslichen, rosarothen oder gelblichrothen Kalksteins, der petrographisch dem Tithonkalk nicht unähnlich ist. Die Bruchstücke erscheinen durch ein grünlich oder röthlich gefärbtes, thoniges, sehr spärliches Cement verkittet, in welchem unbestimmbare Belemniten-Fragmente eingeschlossen sind. Die eigentliche Natur dieser Bildung, die an beiden Ufern des Baches aufgeschlossen ist, aber an einer Stelle ihre Mächtigkeit verringert und sich auszukeilen scheint, ist schwer zu erkennen. Das Nächstliegende wäre, darin eine echte Breccie zu erblicken, deren Bestandtheile den Juraklippen entnommen sind. In diesem Falle ist jedoch der gänzliche Mangel an Versteinerungen in dem vermeintlichen Tithonkalke auffallend, da gerade die hellen Tithonkalke der Klippen fast stets Versteinerungen führen. Möglicher Weise liegt aber hier doch eine Bildung anderer Entstehung vor.

Darüber folgen nun, unter 35—40° einfallend, hellgraue Fleckenmergel mit *Am. opalinus*, die hier in einer Mächtigkeit von 5 Metern aufgedeckt sind. Einzelne härtere, kalkreichere Lagen sind ammoniten-

führend, während die zwischenliegenden, zerbröckelnden Mergelschiefer fossilfrei zu sein scheinen. Im Hangenden der Opalinusschichten erscheint der weisse Crinoidenkalk, zwischen beiden jedoch liegt ein durch eine Schutthalde verdeckter, unaufgeschlossener Abstand von ungefähr 8 Meter, es lässt sich daher leider nichts darüber sagen, ob die Auflagerung der Crinoidenkalke eine regelmässige ist und ob hier der Murchisonae-Horizont selbstständig entwickelt ist oder nicht.

Der weisse Crinoidenkalk setzt die Hauptmasse der Rogóżniker Klippe zusammen, er ist durchaus typisch entwickelt und schichtungslos. Durch einen kleinen, nur wenige Schritte breiten Sattel davon getrennt, erscheint der aus hellrothem Tithonkalke bestehende Felsen, der den berühmten Versteinerungsfundort bildet. Er besteht neben Cephalopodenbreccie auch aus hellrothem oder rosenrothem Kalk mit vielen Ammoniten- und Brachiopoden-Durchschnitten, welcher unmerklich in erstere übergeht. Das Einfallen der wohlgeschichteten Bänke ist steil nach Nordost gerichtet, also der Fallrichtung der Opalinusschichten und wahrscheinlich auch dem der weissen Crinoidenkalke gerade entgegengesetzt.

In der Mulde zwischen beiden Felsen ist, angelehnt an den weissen Crinoidenkalk, rothbrauner und rosenrother Kalk und Tithonbreccie aufgeschlossen. Nach Neumayr enthalten die braunrothen Kalke hier *Phylloceras cf. Beneckei Zitt., mediterraneum Neum., Oppelia semiformis Opp., compsa Opp., Aspidoc. cyclotum* und *Aptychus Beyrichi* und gehören daher wohl zum Tithon. Leider ist das Einfallen dieser Bildungen durchaus unklar und es lässt sich daher nicht mit Sicherheit entscheiden, ob diese rothen Kalke in der Einsattlung mit den nordöstlich einfallenden Schichten des eigentlichen Tithonfelsens, der die zahllosen Fossilien der Sammlungen geliefert hat, eine Synclinale bilden, ob beide durch einen Bruch getrennt sind, oder ob sonst andere Lagerungsverhältnisse herrschen. Neumayr hält es für wahrscheinlich, dass beide Felsen durch Hüllschiefer getrennt sind. Die Auflagerung zwischen beiden ist gegenwärtig jedenfalls eine verschwindend kleine, Spuren davon könnten wohl vorhanden sein. Auf der Südostseite ist der Crinoidenkalkfelsen von deutlich sichtbaren rothen Schiefern umzogen; es wäre leicht möglich, dass eine dünne Partie davon sich bis in den erwähnten Sattel hineinzieht.

Wenige Meter östlich erscheint eine zweite, ziemlich grosse, aber nicht sehr steil hervortretende Klippe, die aus weissem Crinoidenkalk und zwei Zonen von rothem Kalk und hellem Tithonkalk besteht. Sie ist von der ersteren durch eine kleine Mulde von rothen Schiefern getrennt. Bei dieser Klippe sind die Lagerungsverhältnisse leider noch unklarer wie bei der ersteren, da das Schichtfallen an keiner Stelle mit Sicherheit erkannt werden konnte. Daneben tritt noch eine kleine Kuppe von Tithonkalk hervor und dasselbe ist bei der ersteren Klippe der Fall.

So mächtig und gut hier das Tithon entwickelt ist, so mangelhaft ist der Horizont des Czorsztyner Kalkes vertreten. In den westlich davon gelegenen Klippen von Stare-Bystre dagegen spielt der Czorsztyner Kalk eine grössere Rolle, als das Tithon.

Mit der grossen Klippe von Rogóżnik erreicht die lineare Klippenreihe Stare Bystre-Rogóżnik ihr Ostende. Setzt man jedoch die Streichungslinie dieser Reihe nach Ostnordost fort, so trifft dieselbe in der Entfernung von 1·1 Kilometer noch auf eine kleine, kaum aus dem Ackerboden aufragende, Gawronowa skala genannte Klippe aus rothem bis gelblichem Ammonitenkalk, dessen Bänke steil nach Nordnordwest einfallen. Obwohl das zwischenliegende Terrain nur aus den Schiefern der Klippenhülle besteht und die Entfernung vom Rogóżniker Felsen eine verhältnissmässig beträchtliche ist, kann die Gawronowa skala doch als Fortsetzung der Klippenreihe von Stare Bystre betrachtet werden, da sie genau in die Streichungslinie dieser Reihe hineinfällt.

Klippenzug von Maruszyna-Zaskale-Szafflary. Auch in diesem Zuge zeigen die Klippen eine sehr regelmässige lineare Anordnung von Westsüdwest nach Ostnordost. Das westlichste Vorkommen bildet ein kleiner, nur wenige Quadratmeter umfassender Felsen aus rosenrothem, hier und da Crinoiden führendem, wahrscheinlich tithonischem Kalkstein, welcher sich westlich von dem Feldwege Maruszyna-Ludzimierz befindet. Oestlich von diesem Punkte trifft man zunächst nur Hornsteinkalkklippen an, erst in der Entfernung von 1 Kilometer tritt eine Gruppe von 9 Klippen, die Stramówskie skalki, auf, von denen nur eine etwas grösser ist, die übrigen umfassen nur wenige Quadratmeter und stehen dicht beisammen. Nur eine ganz kleine, am weitesten nach Norden gelegene Klippe besteht aus weissem Crinoidenkalk, die übrigen aus Czorsztyner Kalk und Tithon. Die grösste dieser Klippen zeigt an ihrem Südwestrande ein eigenthümliches gelbliches, späthiges Gestein, über dessen Zugehörigkeit (Tithon oder weisser Crinoidenkalk?) ich nicht schlüssig werden konnte. Die kleine, südlich davon gelegene Klippe besteht aus demselben Gesteine. Auf der Karte wurde dieses Gestein zum Tithon gestellt. Nur bei zweien dieser unbedeutenden Klippen lässt sich das Einfallen ermitteln; bei der östlichsten, aus Czorsztyner Kalk bestehenden ist es nach Nordnordwest, bei der westlichen, aus Tithonkalk gebildeten, nach Südsüdost gerichtet. Die erstere wurde von Herrn L. v. Kaminski in Neumarkt ausgebeutet und hat folgende Fossilien ergeben:

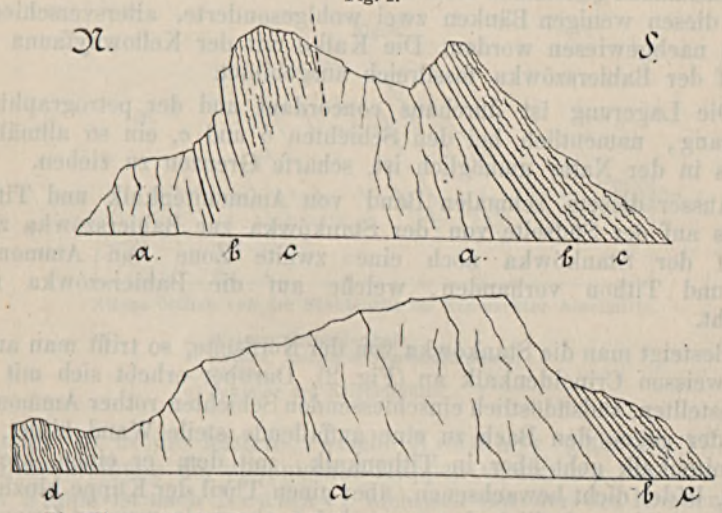
Lytoceras montanum Opp.,
„ *quadrisulcatum Orb.*,
Waagenia cf. pressula Neum.,
Aspidoceras sp., Gruppe des *A. liparum Opp.*,
„ *sp. ind.*

Die nächstfolgende grössere Klippe ist die durch Neumayr's Arbeiten bekannte Stankówka-Babierszówka. Die Verbindung zwischen dieser und den Stramówskie skalki wird durch eine kleine, ungefähr in der Mitte zwischen beiden gelegene, kaum bemerkbare Klippe hergestellt, die den Namen Janikówka führt. Sie besteht aus röthlich-gelbem Kalkstein, der die Knollenstructur des Czorsztyner Kalkes weniger stark ausgeprägt zeigt und daher die Fossilien auch in besserem Erhaltungszustand einschliesst, als der eigentliche Czorsztyner Kalk. Diese kleine Klippe hat eine reiche Ausbeute von Ammoniten der Acanthicus-Schichten ergeben, deren Aufzählung und Besprechung im stratigraphischen Theile erfolgen wird.

Die Klippen Stankówka und Babierszówka (Fig. 2) bilden, wie schon Neumayr gezeigt hat, eigentlich nur eine Klippe, da sie nur durch die schmale Erosionsfurche eines kleinen Baches in zwei Theile zerfallen, von denen der westliche den letzteren, der östliche den ersteren Namen trägt.[1]) Die Hauptmasse der Klippe besteht aus weissem, ungeschichtetem, vielfach zerklüftetem Crinoidenkalk (Fig. 2*a*).

Daran legt sich auf der Südseite ein schmales Band von wohlgeschichtetem, rothem Ammonitenkalk und Tithonkalk an, dessen Mächtigkeit im Verhältniss zu der bedeutenden Entwickelung des weissen Crinoidenkalkes eine nur geringe ist. Der Ammonitenkalk fällt ziemlich steil nach Südsüdost ein und zieht von der Stankówka zur Babierszówka. Die letztere nimmt daran nur in geringer Ausdehnung Antheil, der grösste Theil davon entfällt auf die erstere. In diesem Bande von wohlgeschichtetem, rothem Ammonitenkalk lassen sich aus dem Hangenden gegen das Liegende unterscheiden:

Fig. 2.



Die Klippen Stankówka und Babierszówka im Neumarkter Abschnitte.

a) Weisser Crinoidenkalk.
b) Rother Ammonitenkalk.
c) Tithon, Cephalopodenbreccie und rosenrother Brachiopodenkalk.
d) Cretacische rothe Schiefer der Klippenhülle.

Tithonische Cephalopodenbreccie (Fig. 2*c*), mit der von Rogóźnik vollkommen übereinstimmend. In der östlichen Partie der Stankówka geht dieselbe, ebenso wie in Rogóźnik selbst, über in einen hellröthlichen, wachsgelben oder auch weisslichen dichten Kalkstein mit vielen Durchschnitten von Versteinerungen, kleinen Ammoniten und namentlich Brachiopoden, so dass dieser tithonische Kalk an einzelnen Stellen eine wahre Brachiopodenbreccie bildet, in der namentlich *Rhynchonella*

[1]) Die Klippen der Neumarkter Gegend werden gemeinhin nach dem Namen des Eigenthümers genannt.

Zeuschneri Zitt., Megerlea Wahlenbergi Zeusch., Terebratula Bouei, T. diphya häufig auftreten. Die Mächtigkeit des Tithons, die an der Stelle, wo der Bach die Klippe durchschneidet, 3 Meter kaum übersteigen dürfte, scheint im südöstlichen Theile der Stankówka stärker anzuschwellen.

Unter der Cephalopodenbreccie liegt ein hellrother oder ziegelrother Kalkstein in Bänken von $^1/_3$ Meter Mächtigkeit, mit Ammoniten der Acanthicusschichten. Die Mächtigkeit dieses Complexes dürfte mit 3 Meter eher zu gross als zu klein angegeben sein. Es folgen nun abermals rothe Kalkbänke, von denen eine, durch reichliche schwarze Flecken auffallend gekennzeichnete Bank die von Neumayr beschriebene Oxfordfauna der Transversariuszone einschliesst. Eine noch tiefere Bank besteht aus ziegelrothem Kalkstein und enthält jene, namentlich aus Gastropoden und Bivalven bestehende Kellowayfauna, welche vor einigen Jahren von mir beschrieben wurde. Die Mächtigkeit der Horizonte zwischen den Acanthicus-Schichten und dem Crinoidenkalk (Fig. 2 *b*) dürfte zusammen genommen nicht mehr wie 2—3 Meter betragen; trotzdem sind in diesen wenigen Bänken zwei wohlgesonderte, altersverschiedene Faunen nachgewiesen worden. Die Kalke mit der Kellowayfauna sind nur auf der Babierszówka fossilreich ausgebildet.

Die Lagerung ist durchaus concordant und der petrographische Uebergang, namentlich bei den Schichten *b* und *c*, ein so allmäliger, dass es in der Natur unmöglich ist, scharfe Grenzen zu ziehen.

Ausser diesem schmalen Band von Ammonitenkalk und Tithon, welches auf der Südseite von der Stankówka zur Babierszówka zieht, ist auf der Stankówka noch eine zweite Zone von Ammonitenkalk und Tithon vorhanden, welche auf die Babierszówka nicht übergeht.

Besteigt man die Stankówka von der Nordseite, so trifft man an der Basis weissen Crinoidenkalk an (Fig. 2). Darüber erhebt sich mit sehr steil gestellten, südsüdöstlich einschiessenden Schichten rother Ammonitenkalk, der gegen den Bach zu eine auffallende steile Wand bildet. Der Ammonitenkalk geht über in Tithonkalk, mit dem er einen kleinen, steilen, leider dicht bewachsenen, über einen Theil der Klippe hinziehenden Grat bildet. Südlich davon erscheint abermals weisser Crinoidenkalk, der durch einen kleinen, auf der Ostseite der Klippe befindlichen Steinbruch aufgeschlossen ist und sodann folgt das zweite, bereits beschriebene Band von Ammonitenkalk und Tithon. Die Aufschlüsse lassen in Folge der dichten Bewaldung dieser Klippe wohl Manches zu wünschen übrig, allein sie genügen wohl, um das angegebene Verhältniss zu erkennen.

Die Stankówka wird demnach aus zwei, dieselbe Schichtfolge zeigenden Schollen zusammengesetzt, die durch einen Bruch getrennt sein müssen. Dieser letztere muss selbstverständlich auch den weissen Crinoidenkalk der Babierszówka durchsetzen. Auf diese Weise erklärt sich die auffallende Mächtigkeit des Crinoidenkalkes der Babierszówka, welche in Wirklichkeit aus zwei Schollen besteht. Die in paläontologischer und stratigraphischer Hinsicht bemerkenswerthen Faunen dieser beiden Klippen werden noch im stratigraphischen Theile Erwähnung finden.

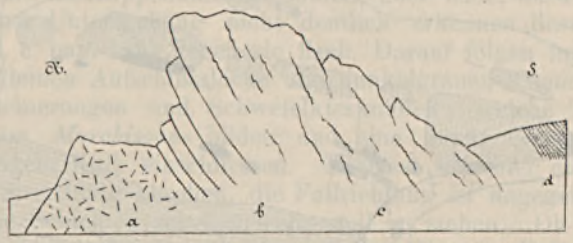
Unweit vom Südwestende der Babierszówka befindet sich eine kleine Tithonklippe, die als directe Fortsetzung des südlichen Tithonbandes der Babierszówka angesehen werden kann.

Zwischen der Stankówka und dem Skrzypnebach (von der Zaskaler Mühle nach Norden auch Maly Rogóźnik genannt) liegen dreizehn kleinere Klippen, von denen einige nur wenige Quadratmeter umfassen.

Die der Stankówka zunächst liegenden bestehen zumeist aus hellem Tithonkalk mit Brachiopoden. Die grösste Klippe in dieser Gruppe zeigt an ihrem Nordrande weissen Crinoidenkalk, sodann folgt wohlgeschichteter rother Ammonitenkalk, dessen hangendere Bänke heller gefärbt sind und in undeutlich geschichteten, hellrothen Tithonkalk mit Brachiopoden- und Ammonitendurchschnitten übergehen. Das Einfallen ist, wie bei der Stankówka und Babierszówka, deutlich nach Südsüdost gerichtet (Fig. 3).

Die beiden östlichen Klippen dieser Gruppe zeigen übereinstimmend ein nordwestliches Einfallen. Die nördliche von beiden besteht aus dunkelrothem Czorsztyner Kalk, die südliche, welche den Namen Bylina führt, aus rothem, ziemlich fossilreichem Knollenkalk. Wahrscheinlich ist es die letztere, welche Neumayr unter Nr. 17 seiner Detailbeschreibung der pieninischen Klippen verstanden hat. Die Fauna dieser Klippe ist nach Neumayr identisch mit der des Knollenkalkes von Czorsztyn. Nach dem Material der k. k. geol. Reichsanstalt konnten folgende Arten bestimmt werden:

Fig. 3.



Klippe östlich von der Stankówka im Neumarkter Abschnitte.

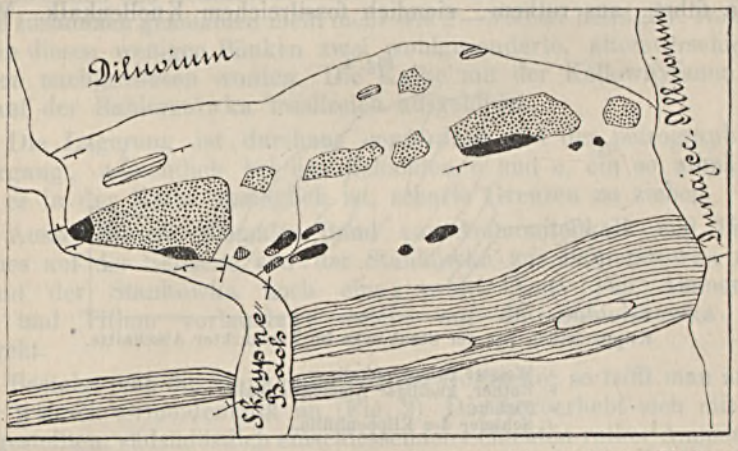
a) Weisser Crinoidenkalk.
b) Rother, knolliger Ammonitenkalk.
c) Tithon.
d) Schiefer der Klippenhülle.

Phylloceras mediterraneum Neum.,
„ *polyolcum Ben.*,
„ *isotypum Ben.*,
Lytoceras quadrisulcatum Orb.,
„ *montanum Opp.*,
Haploceras Staszyci Zeusch.,
Oppelia compsa Opp.,
Perisphinctes cf. Albertinus Cat.
„ *sp. ind.*,
Aspidoceras acanthicum Opp.,
„ *microplum Opp.*,
„ *cyclotum Opp.*,
„ *longispinum Sow.*,
Belemnites cf. Konradi Kil.,
Neaera cf. Lorioli Neum.

Es folgt nun gegen Osten, zwischen dem Skrzypnebache und dem weissen Dunajec eine ziemlich dichte Reihe von Klippen, von denen zwei durch bedeutendere Grösse, zwei als Fossilfundorte bemerkenswerth sind (Fig. 4). Am rechten Ufer des Skrzypnebaches erhebt sich bei der

Zaskaler Mühle eine grosse, ostwestlich gestreckte Klippe von ungefähr 375 Meter Länge, die in ihrer Hauptmasse aus weissem Crinoidenkalk besteht. Nur an zwei Stellen weist dieser Felsen kleine Partien von Czorsztyner Kalk und hellrothem, Brachiopoden führendem Tithonkalk auf, an seinem westlichsten Ende und am Südrande. Die letztere, kleine, am Bachufer sichtbare Partie zeigt nach Südsüdost einfallende Schichten, die erstere scheint einen kleinen Sattel zu bilden, da die Schichten einerseits nach Nordnordost, andererseits nach Südsüdost einfallen. Da diese letztere Partie gegen Ost durch den weissen Crinoidenkalk scharf abgeschnitten erscheint, liegt hier offenbar eine Störung vor, deren eigentliche Natur sich nicht ermitteln liess. Der weisse Crinoidenkalk ist von zahlreichen, nordsüdlich gerichteten Klüften durchzogen und zeigt nur auf der Südseite der Klippe das nach Süden gerichtete Einfallen; die Hauptmasse des Crinoidenkalkes ist, wie gewöhnlich, unge-

Fig. 4.



Die Klippen zwischen der Zaskaler Mühle und Szafflary. Die punktirten Flächen bedeuten weissen Crinoidenkalk, die schwarzen Ammonitenkalk und Tithon, die dem Streichen parallel schraffirten Hornsteinkalk, die verticalschraffirten Opalinus- und Murchisonae-Schichten, die weissen bedeuten mit Ausnahme der Flussalluvien und des Diluviums cretacische Hüllschiefer und Sandsteine. Maassstab 1 : 17.700.

schichtet. An mehreren Stellen zeigt der weisse Crinoidenkalk eine röthliche Färbung und auf der Südseite dieser grossen Klippe sind einzelne, etwa kopfgrosse Partien als rother Kalk entwickelt. In hellröthlichem Crinoidenkalk wurde auf der Nordseite dieser Klippe ein Exemplar von *Terebratula marmorea Opp.* aufgefunden.

Die rothen Hüllschiefer sind in der Umgebung dieser Klippe an einigen Stellen aufgeschlossen, am besten am Ostende, wo sie von Südsüdwest nach Nordnordost streichen und sehr steil gegen die Klippe einfallen, sich also gegen die letztere vollkommen discordant verhalten.

Wenige Schritte weiter östlich befindet sich der altberühmte Fundpunkt Szafflary, der Opalinus- und Murchisonaeschichten.

Höchstwahrscheinlich hatte Zeuschner hauptsächlich diese Stelle im Auge, wenn er der concordanten Einlagerung der Klippenkalke in den Karpathensandstein das Wort redete, während Hohenegger hier

die Unabhängigkeit der fossilführenden Schiefer vom Karpathensandstein und ihre Zugehörigkeit zum Opalinushorizont nachwies. Viele Jahre später erkannte E. v. Mojsisovics in Szafflary die selbstständige Vertretung des Murchisonaehorizontes und dieselbe Stelle ist es auch, woher die zahlreichen wohlerhaltenen Fossilien stammen, die von Pusch, Zeuschner, Zittel, Neumayr u. A. beschrieben worden sind.

Die geologischen Verhältnisse liegen hier keineswegs einfach. Es treten ausser den Schichten des untersten Doggers auf engem Raume auch kleine Klippen von Crinoiden- und Ammonitenkalk auf und es scheint auf den ersten Blick nicht die mindeste Gesetzmässigkeit in der Anordnung erkennbar zu sein. Bei sehr aufmerksamer Begehung jedoch vereinfachen sich diese Schwierigkeiten sehr wesentlich. Zum besseren Verständniss der vorausgegangenen und der folgenden Beschreibung wurde eine schematische Kartenskizze hier beigefügt (Fig. 4).

Bei der Beschreibung geht man am besten von der Mündung des die fragliche Klippengruppe durchschneidenden Bächleins „Głęboki potok“ aus. Man findet daselbst zuerst rothe und grünliche Mergelschiefer, welche der Klippenhülle angehören, aber leider die Fallrichtung zur Zeit meiner Untersuchung nicht deutlich erkennen liessen. Nach Neumayr (l. c. pag. 483) liegen sie flach. Darauf folgen im Bachbette nach einer kleinen Aufschlusslücke die dunkelgrauen Thone mit verkiesten Versteinerungen und Schwefelkiesknollen, welche Thone das Lager des *Am. Murchisonae* bilden und eine dünne Bank von gelblichem, späthigem Kalk einschliessen. Es lässt sich hier die ungefähr ostwestliche Streichung absehen, die Fallrichtung ist dagegen nicht ersichtlich. Die Schichten scheinen sehr steil zu stehen. Ob in der erwähnten Aufschlusslücke die Opalinusschichten liegen, liess sich nicht sicher ermitteln, ist aber sehr wahrscheinlich. Unmittelbar nach den Murchisonaethonen trifft man im Bachbette weissen Crinoidenkalk und gelblichen, späthigen Kalk an, der nicht sehr mächtig, schlecht aufgeschlossen und daher leicht zu übersehen ist.

Weitere Aufschlüsse fehlen im Bachbette, dagegen erheben sich zu beiden Seiten des Bächleins kleine Klippenfelsen, die mit ihrer Längserstreckung dem Bachlaufe ungefähr parallel gerichtet sind. Dieselben dürften theilweise nur durch das ziemlich breite Bachalluvium getrennt sein, theilweise könnten wohl auch unbedeutende Partien von Hüllschiefern auf- und dazwischenlagern. Die Klippe östlich vom Głęboki potok besteht aus rothem Czorsztyner Kalk, der jedoch in vielen Partien an grauen Hornsteinkalk erinnert. Man hat hier — nebenbei bemerkt — einen jener nicht seltenen Fälle vor sich, wo diese beiden, in der Hauptsache räumlich getrennten Facies in einander übergehen. Westlich vom Bächlein sind zwei Klippen zu beobachten; die mehr südlich gegen den Skrzypnebach gelegene besteht am Südende aus Crinoidenkalk, in der Mitte und am Nordende aus Czorsztyner Kalk und Tithon und einer kleinen, randlichen Partie von Crinoidenkalk, die nördlichere ist nur aus Czorsztyner- und Tithonkalk zusammengesetzt.

Die Stellung dieser Klippen ist eine derartige, dass sich der Crinoidenkalk der Klippe westlich vom Głęboki potok ganz ungezwungen auf den Crinoidenkalk des Bachaufschlusses beziehen lässt. Man erhält

sodann, wenn man sich die wahrscheinlich ganz unbeträchtliche jüngere Auflagerung wegdenkt, eine regelmässige Folge von Murchisonaeschichten, weissem Crinoidenkalk, Czorsztyner- und Tithonkalk.

In dem kaum mehr als 45 Meter betragenden Zwischenraum zwischen der Mündung des Głębokibaches und der grossen, vorher beschriebenen Zaskaler Klippe sind oberflächlich nur die rothen und grünlich-grauen Hüllschiefer zu sehen, welche an der ersteren Stelle nach Neumayr flach lagern, an der letzteren steil gegen die Schmalseite der Klippe einschiessen.

Hohenegger hat hier nach Mittheilungen L. v. Kaminski's vom Skrypnebach aus einen kleinen Stollen gegen Nord treiben lassen, in welchem nach ungefähr 1·5 Meter rothem Schiefer die grauen Fleckenmergel der Opalinusschichten erreicht wurden. Diese Opalinusfleckenmergel fallen nun genau in die Streichungsfortsetzung der Murchisonaeschichten des Głębokibaches oder der vorhin erwähnten Aufschlusslücke in diesem Bache. Obwohl die Verbindung oberflächlich in Folge der Rasendecke nicht nachweisbar ist, darf man daher wohl mit ziemlicher Sicherheit einen unmittelbaren Zusammenhang zwischen diesem Vorkommen und dem wenige Meter weiter östlich gelegenen des Głębokibaches annehmen. Die Fallrichtung ist leider bei keiner der Klippen am Głęboki potok mit Sicherheit erkennbar.

Wenn sich nun auch auf diese Weise die Schwierigkeiten dieser Stelle erheblich vermindern, so bleiben nichtsdestoweniger Umstände bestehen, welche immerhin auf verwickelte Verhältnisse hinweisen. Bei der grossen Klippe von Zaskale und den die Fortsetzung derselben bildenden Klippen von Szafflary ist der weisse Crinoidenkalk sehr mächtig und liegt stets auf der Nordseite der Klippen, auf der Südseite folgen die jüngeren Kalke. Hier hingegen erscheinen die älteren Bildungen im Süden und der Crinoidenkalk ist nur wenig mächtig.

Denkt man sich ferner die Opalinus- und Murchisonaeschichten, die Crinoiden-, die Czorsztyner- und Tithonkalke der Klippen am Głębokibache gegen West dem Streichen nach verlängert, so treffen alle diese Schichten auf den Crinoidenkalk der grossen Zaskaler Klippe. Es liegen demnach hier thatsächlich jene tektonischen Verhältnisse vor, deren Vorhandensein Neumayr so entschieden betont hat.

Selbst der Maassstab der Karte 1 : 25.000 reicht nicht aus, um das hier zu beobachtende Detail ganz genau eintragen zu können. Es musste umsomehr auf der Karte 1 : 75.000 eine Zusammenziehung vorgenommen werden.

Im Gegensatze zu den gestörten Verhältnissen des Głęboki potok bietet die östliche Fortsetzung der grossen Zaskaler Klippe ein Beispiel der grössten Regelmässigkeit dar (Fig. 4). Es folgen in geringem Abstande vom nordöstlichen Ende der grossen Zaskaler Klippe zunächst drei mittelgrosse Felsen aus weissem Crinoidenkalk, dann tritt eine grössere Klippe auf, die an ihrem Südrande ein schmales, südfallendes Band von Czorstyner Kalk und Tithon aufweist, und dann abermals ein Felskegel aus weissem Crinoidenkalk, welcher das Gloriett von Szafflary trägt und fast unmittelbar an den Thalboden des weissen Dunajec angrenzt.

Alle diese Klippen verlaufen streng linear von Westsüdwest nach Ostnordost, und sind nur durch kleine, mit rothen Mergelschiefern

erfüllte Zwischenräume von einander getrennt. Unweit nördlich von dieser Linie liegt noch eine kleine, gegenwärtig ebene Klippe von weissem Crinoidenkalk, und südlich von dieser Klippenreihe befinden sich vier kleine Klippen von rothem Ammonitenkalk. Bei zweien von diesen letzteren wurde südliche Fallrichtung beobachtet.

Die östlichste Klippe des Zuges Maruszyna-Szafflary bildet ein kleiner Felsen von rothem Czorstyner Kalk, welcher im Thalboden des Dunajec, östlich vom Flusse, knapp an dem alten Steilrande gelegen ist. Er stellt sich mit sehr steil nördlich fallenden Schichten genau in das Streichen des genannten Klippenzuges.

Die Hornsteinkalkklippen des Neumarkter Abschnittes. Man hat bisher angenommen, dass an der Zusammensetzung dieser Klippen ausschliesslich die bekannten grauen, kieseligen, dünnbankigen, zuweilen Hornsteinbänder und -Linsen führenden Aptychenkalke betheiligt sind. Neocome Ammoniten, Belemniten und Aptychen, ferner oberjurassische Aptychen waren die einzigen Fossilien, die man bisher in diesen Bildungen gefunden hat. Trotzdem musste als wahrscheinlich angenommen werden, dass auch der tiefere Jura, soweit er in den Klippen der versteinerungsreichen Facies entwickelt ist, in den Hornsteinkalken seine Vertretung findet. Meine Untersuchungen haben nun ergeben, dass auch die Hornsteinkalkklippen einer weiteren Gliederung fähig sind, da auch dunkelgraue, bald mehr kalkige, bald mehr kieselige Schiefer in die Zusammensetzung der Hornsteinkalkklippen eintreten, welche in einzelnen Lagen überreich an Posidonomyen sind und auch Ammoniten- und Belemnitenfragmente, leider in unbestimmbarem Zustande, enthalten. Ueber das geologische Alter dieser Bildungen, welche im pieninischen Zuge eine ganz hervorragende Rolle spielen, wird weiter unten Näheres mitgetheilt werden. Sie entsprechen jedenfalls dem tieferen braunen Jura, so dass der eigentliche echte Hornsteinkalk an den Stellen, wo die Posidonienschiefer entwickelt sind, etwa denselben stratigraphischen Umfang erhält, wie die Czorsztynerkalke in Verbindung mit dem Tithon. Die Posidonienschiefer zeigen jedoch vielfache petrographische Uebergänge in die Hornsteinkalke, so dass eine strenge Scheidung kaum möglich ist. An manchen Stellen fehlen die echten Posidonienschiefer, dagegen sind kieselige Fleckenkalke vorhanden, die das Aequivalent der Posidonienschiefer sein dürften, petrographisch aber dem Hornsteinkalk näher stehen und von demselben kaum zu unterscheiden sind. Wo demnach das letztere Verhältniss Platz greift, erfährt die ältere Anschauung, dass die Hornsteinkalke dem ganzen braunen und weissen Jura entsprechen, ihre volle Bestätigung.

Solche Posidonienschiefer wurden im Neumarkter Abschnitte an drei Stellen aufgefunden. Sie treten als dunkelgraue, ziemlich thonige und dünnschichtige, stellenweise fast blätterige Schiefer, die hellgelblichgrau verwittern, am südöstlichen Ende der grossen Zorklippe in Maruszyna in grosser Mächtigkeit auf (Taf. IX, Profil 1). Auf dem Feldwege, der hier von der Gemeindestrasse um das Ostende des Zor herum gegen Norden führt, sind mehrere Bänkchen anzutreffen, die überreich sind an Posidonomyen. Eine mehr kalkige Beschaffenheit haben diese Schichten in der grossen Klippe, welche sich nördlich vom Westende des lang gestreckten Dorfes Maruszyna hinzieht. Hier wurden auch leider unbestimmbare Ammoniten-

fragmente, namentlich Phylloceren, aufgefunden. Das dritte Verbreitungsgebiet bildet die Gegend zwischen dem nordöstlichen Ende des Klippenstriches Stare Bystre-Rogóżnik und dem südwestlichen Beginn des Klippenstriches von Zaskale-Szafflary, zwischen den Klippen Gawronówka und den Stramówskie skalki. Die Posidonienschichten sind hier bald schieferig, werden von weissen Spathadern durchzogen und zeigen dieselben Flecken, wie sie auch bei den eigentlichen Opalinusmergeln vorkommen, bald sind sie mehr kalkig und kieselig und zeigen dann allmälige Uebergänge in den gewöhnlichen Hornsteinkalk. Auch in dieser Gegend kommen reichlich Posidonomyen vor. [1])

Jurassische Aptychen, und zwar *Apt. punctatus*, wurden nur an einer Stelle gefunden, im Thale des Skrzypnebaches, an dem mittleren von den drei Hornsteinkalkzügen, welche zwischen dem Dunajecthale und dem Skrzypnebache entwickelt sind. Das Museum der k. k. geol. Reichsanstalt befindet sich dagegen im Besitze von äusserst schlecht erhaltenen Ammoniten aus dem grauen Hornsteinkalk, und zwar *Lytoceras quadrisulcatum Orb.*, *Phylloceras sp. ind.* und *Perisphinctes sp. ind.*, welche, wie man aus der Beschaffenheit der beiden Exemplare von *Perisphinctes sp.* mit Bestimmtheit entnehmen kann, dem oberen Jura angehören. Nach Angabe des Herrn v. Kaminski stammen dieselben vom Ostende der Zorklippe in Maruszyna.

Etwas häufiger sind gerade im Neumarkter Abschnitte neocome Versteinerungen im Hornsteinkalk. Trotzdem möchte ich nach den Erfahrungen in den übrigen Theilen der Klippenzone nicht zweifeln, dass die überwiegende Masse der Hornsteinkalke dem oberen Jura angehört.

Die wichtigste, durch ihre Fossilführung bereits bekannte Neocomklippe liegt unweit südlich von der Klippenreihe Stankówka-Zaskale und führt den Namen Kurzówka. Bei circa 800 Meter Länge weist dieser Zug eine Breite von nur 115—125 Meter auf und tritt nicht so steil hervor, wie die meisten anderen Hornsteinkalkzüge. Das Gestein besteht nach Neumayr's und meinen Beobachtungen aus einem weissen, feinkörnigen, dichten, spärlich Hornstein führenden Kalke, welcher in scharfkantige, parallelepipedische Trümmer zerfällt und oft eine überraschende Aehnlichkeit mit dem Biancone besitzt. Zwischen diesem dichten, durch seine feinkörnige Textur, hellere Färbung und dünnere Schichtung ausgezeichneten Gesteine und dem mehr grauen, ungleichmässigeren, hornsteinreicheren Kalkstein, wie er die Hornsteinkalkzüge gewöhnlich zusammensetzt, bestehen jedoch so zahllose Uebergänge, dass eine Scheidung innerhalb der Hornsteinkalke nach diesen Merkmalen unmöglich ist. Aus dem Zuge der Kurzówka stammen jene zahlreichen neocomen Fossilien, welche von Hohenegger bekannt gemacht wurden. Gewiss hat auch Zeuschner hier gesammelt. Neumayr verdanken wir eine richtiggestellte Liste dieser Versteinerungen, welche weiter unten wiedergegeben werden wird. Zur Zeit meines

[1]) Die Detailuntersuchung dieser Gegend wurde zu einer Zeit vorgenommen, wo mir die Bedeutung dieser Schichten für die Auffassung der Hornsteinkalkklippen noch nicht klar war. Es wäre daher möglich, dass sie hier eine ausgedehntere Verbreitung besitzen.

Besuches lag wenig loses Material vor, so dass sich meine Ausbeute auf wenige Aptychen und Belemniten beschränkte.

Wenn man beim Ostende der Kurzówka das Alluvium des Skrzypnebaches überschreitet, so sieht man am östlichen Gehänge die Neocomkalke von Neuem ansetzen und kann sie in einem schmalen, regelmässigen Zuge ununterbrochen bis in das Dunajecthal verfolgen. Hier wurden an mehreren Stellen kleine Aptychen, ferner *Belemnites bipartitus, Bel. dilatatus* und ein schönes Exemplar von *Terebratula subtriangulus Gümb.* aufgefunden. — Die Hornsteinkalke der Kurzówka scheinen ausschliesslich neocomen Alters zu sein, wenigstens findet man bei eifrigem Suchen bald da, bald dort Spuren neocomer Versteinerungen. Auf der Strecke zwischen dem Skrzypnebache und dem Dunajec fügt sich jedoch dem schmalen Zuge, der die genannten neocomen Versteinerungen führt und die eigentliche Fortsetzung der Kurzówka bildet, nördlich ein viel breiterer Hornsteinkalkzug an, der vermuthlich auch jurassische Schichten in sich schliesst (vergl. Taf. IX, Profil 2).

Westlich von der Kurzówka erhebt sich nach einer ganz kurzen Unterbrechung ebenfalls ein langer schmaler, aber leider versteinerungsfreier Hornsteinkalkzug, der bis zu den Stramowski skalki reicht und dann einem förmlichen Gewirre kleinerer Hornsteinkalkklippen Platz macht (vergl. Taf. IX, Profil 1).

Das zweite Vorkommen von Neocomversteinerungen liegt im westlichen Theile des Neumarkter Abschnittes. Die flache bewaldete Höhe westlich von der kleinen Siedelung Seligowe (südlich vom Dorfe Rogóżnik) besteht aus Hornsteinkalk, welcher *Belemnites bipartitus, Holcostephanus Astieri, Hoplites cf. pexiptychus Uhl., Baculites n. sp.* und *Phylloceras sp.* geliefert hat.

Im Verhältniss zu der grossen Zahl der einzelnen Hornsteinkalkklippen (im Neumarkter Zuge an 130) sind diese Fossilfunde gewiss dürftig zu nennen und sie reichen bei dem Mangel petrographischer Anhaltspunkte nicht aus, um die Trennung von Oberjura und Neocom in dieser Ausbildungsweise zu ermöglichen. Ist man ja doch selbst in den Fällen, wo Versteinerungen der einen Stufe vorliegen, nicht sicher, ob nicht auch die andere mit vertreten ist. Da, wo sich die Posidonienschichten an der Zusammensetzung der Hornsteinkalkklippen betheiligen, wird man wohl stets auf die Vertretung des oberen Jura rechnen dürfen, allein man hat keine Sicherheit darüber, ob die Schichtreihe bis in das Neocom reicht oder nicht. So muss man sich denn bei den meisten, namentlich den zahllosen kleineren Hornsteinkalkklippen mit der Constatirung der Facies begnügen und auf die kartographische Scheidung von Neocom und Oberjura verzichten.

Der geologische Bau der Hornsteinkalkklippen zeigt eine so einförmige Gestaltung, dass es überflüssig ist, auf jede Klippe oder auch nur die wichtigsten im Detail einzugehen. Die Anordnung dieser Klippen in langen, schmalen Zügen, welche den vorher beschriebenen Klippenlinien der versteinerungsreichen Facies fast mathematisch genau parallel laufen, ist so klar, dass ein Blick auf die Karte genügt, um dieses Verhältniss festzustellen. Das Streichen der Schichten stimmt mit dem Hauptstreichen der ganzen Züge so vollständig überein, dass auch nach dieser Richtung hin kein Zweifel übrig bleiben kann. Dass

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

demnach die Klippen dieser Art in einem engen Zusammengehörigkeitsverhältniss stehen, in ihrer Anordnung und ihrem Baue von demselben Gesetze beherrscht werden, ist ohneweiters erkennbar.

Die Klippen der versteinerungsreichen (subkarpathischen) Ausbildungsweise sind vornehmlich im nördlichen Theile der Klippenzone entwickelt, während im südlichen die langgestreckten Felszüge von Hornsteinkalk herrschen, wie dies schon Neumayr hervorgehoben hat. Nördlich von den Klippen der ersteren Facies trifft man im Neumarkter Zuge in der That nur wenige schmale Hornsteinkalkklippen an. So treten nördlich von der Klippenreihe von Stare Bystre einige schmale, die Umgebung kaum überragende Hornsteinkalkzüge auf, bei denen der Umstand bemerkenswerth ist, dass neben grauen und schwärzlichen Hornsteinen auch röthliche und schmutzig grünliche in die Zusammensetzung eintreten. Nördlich von der Klippenreihe Zaskale-Szafflary wurden ebenfalls nur drei kleine Hornsteinkalkvorkommen beobachtet, von denen das westlichste knapp nördlich von der grossen Zaskaler Klippe gelegen ist und fein gerippte, kleine, leider ganz uncharakteristische Aptychen führt.

Nur in einer Gegend treten Hornsteinkalke in grösserer Anzahl an den Nordrand heran, und zwar zwischen dem östlichen Ende der Klippenreihe von Stare Bystre-Rogóżnik und dem Beginn der Klippenreihe Zaskale-Szafflary. Sie bilden die äusserste Fortsetzung der Hornsteinkalkzüge, welche südlich von der Klippenreihe Stare Bystre-Rogóżnik entwickelt sind und gelangen hier in Folge der eigenthümlichen Anordnung der beiden genannten Klippenstriche am Nordrande der Klippenzone zum Ausstreichen. Die Karte erläutert dieses Verhältniss, von welchem noch die Rede sein wird, sehr deutlich.

Die Hornsteinkalkzüge beginnen im Dorfe Stare Bystre am Ufer des Rogóżnikbaches und streichen in mehreren parallelen, lang gestreckten Zügen gegen Ostnordost. Die grösste Massenentwicklung zeigen sie hier in der Pod Grapi genannten Gegend von Stare Bystre. Durch das Eintreten der Klippenreihe Maruszyna-Zaskale-Szafflary spaltet sich der Klippenstrich der Hornsteinkalke in eine nördliche Reihe, welche die versteinerungsreichen Klippen begleitet und in der schon genannten Gegend an den Nordrand der Klippenzone herantritt, und in eine südliche, welche ihre Richtung gegen die mächtige Zormasse nimmt. Vom Zor streichen zwei schwach divergirende Klippenzüge gegen Ostnordost. Ausserdem liegen nördlich vom Zor eine Anzahl kleinerer Hornsteinkalkklippen, welche die Verbindung mit dem schon genannten Kurzówka-Klippenzuge herstellen. Sowohl die Zor-Züge, wie der Kurzówka-Zug haben jenseits des Dunajec ihre Fortsetzung; wie aus der Karte hervorzugehen scheint, verbindet sich der nördliche Zor-Zug im Dunajecbette mit dem Kurzówka-Zuge. Die Anschwemmungen des Dunajec verdecken leider die Stellen, wo die Annäherung eintreten müsste.

Die massigsten Hornsteinkalkklippen gehören dem südlichsten Klippenbande an; zwischen ihnen und der südlichen Begrenzungslinie der Klippenzone ist das Terrain auf eine weite Strecke hin klippenfrei.

Die Hornsteinkalkklippen sind fast ausnahmslos durch steile Schichtstellung ausgezeichnet, so dass es manchmal selbst bei guten Aufschlüssen schwer fällt, zu entscheiden, ob die Neigung vorwiegend

gegen Nord oder Süd gerichtet ist. Diese Schwierigkeit wird durch die so häufigen secundären Faltungen noch erhöht. Im Durchschnitte des Skrzypnebaches herrscht südliches Einfallen, während der Zor eine vorwiegend nördliche Neigung zu haben scheint. Dass diese Schwankungen im Allgemeinen nicht viel zu bedeuten haben, sieht man recht gut im Dunajecbette bei Szafflary, wo die Aufschlüsse sehr gut sind. Das Einfallen schwankt um die Verticale, ist bald südlich, bald nördlich und doch macht das Ganze den Eindruck einer einheitlichen Masse.

Die Klippenhülle des Neumarkter Abschnittes. Gute, ausgedehnte Aufschlüsse, welche die Klippenhülle in grösserem Maassstabe der Beobachtung zugänglich machen, sind in Folge der ziemlich verbreiteten Diluvialdecke und der flachen Terrainbeschaffenheit in der Neumarkter Gegend selten, die Ergebnisse sind daher in dieser Beziehung spärlich.

Wohl das verbreitetste, mindestens das auffallendste Gestein der Klippenhülle bildet der kirschrothe Mergelschiefer, der fast stets mit grünlichen oder grauen Flecken- und Fucoidenmergeln in Verbindung steht. Nicht selten treten jedoch auch bläuliche Schiefer und dünnschichtige graue Sandsteine und Sandsteinschiefer mit Kalkspathadern in die Zusammensetzung ein. Die rothen Schiefer und die übrigen damit verbundenen schieferigen und sandigen Gesteine scheinen namentlich in der Nähe der Klippen der versteinerungsreichen Facies herrschend zu sein. Die Discordanz gegen die Klippen ist an mehreren Punkten deutlich zu beobachten, so namentlich am Ostende der grossen Zaskaler Klippe am Skrzypnebache, auf der Südseite der grossen Rogóżniker Klippe, bei der Gloriettklippe in Szafflary. Dagegen konnte an keiner Stelle der unmittelbare Contact der rothen Schiefer gegen die Hornsteinkalkklippen wahrgenommen werden. Knapp südlich vom Ostende der Kurzówka sind wohl rothe Mergelschiefer in Wechsellagerung mit schmutzig grauen Schiefern und Fleckenmergeln nordwestlich einfallend aufgeschlossen, allein es bleibt doch ein unaufgeschlossener Abstand übrig (Fig. 4). Wechsellagerungen zwischen Neocom-Hornsteinkalken und den Schiefern der Klippenhülle wurden nirgends beobachtet, die Grenze scheint überall scharf zu sein.

Die rothen Schiefer und die Fleckenmergel werden stellenweise ganz durch schieferige graue Sandsteine und blaugraue Schiefer verdrängt. Die Zusammengehörigkeit dieser Bildungen ist in Folge häufiger Wechsellagerung und petrographischer Uebergänge eine so innige, dass mir eine Trennung dieser Schichten unmöglich schien. Eine Stelle, die dies zu beobachten gestattet, befindet sich am Skrzypnebache, da wo er von der Fahrstrasse von Szafflary nach Maruszyna geschnitten wird. Man sieht daselbst über rothen Schiefern nach einer grösseren Aufschlusslücke nachstehende, südöstlich einfallende Schichtfolge:

a) Graue Schiefer mit einzelnen schieferigen Sandsteinbänken, die Hieroglyphen führen und von Spathadern durchsetzt werden.

b) Rother Schiefer, 3 Meter.

c) Grauer Schiefer und schieferiger Sandstein von derselben Beschaffenheit, wie *a)*.

d) Graue, massig-mürbe, stark thonig-mergelige Sandsteinbänke mit verschiedenartigen, selbst über kopfgrossen, gerundeten fremden

Blöcken. Unter den letzteren befinden sich auch Blöcke eines Kalksteines, der lebhaft an den Hornsteinkalk erinnert.

e) Kleinblätterige, vorwiegend schmutzig grünliche und graue, hier und da auch schmutzig röthlich gefärbte Schiefer mit dünnen, von Spathadern durchzogenen Sandsteinbänken, welche petrographisch den Schichten *a* bis *c* sehr nahe stehen. Auf einer dieser Sandsteinbänke wurde ein schönes Exemplar eines stark gefalteten *Inoceramus* aufgefunden.

f) Schmutzig röthliche Schiefer mit Streifen von grünlichen Schiefern und einzelnen dünnen Sandsteinbänkchen.

Die Schichten zeigen eine ganz auffallende Aehnlichkeit mit jenen Schiefern, die sich im Waagthalgebiete stellenweise im Niveau der Exogyrensandsteine einschalten. Gerade bei Orlowe hatte ich Gelegenheit, im Verlaufe der ausgezeichneten Aufschlüsse, welche die *Exogyra columba*-Schichten am Thalgehänge dieser Localität darbieten, solche Schiefereinschaltungen zu sehen, welche petrographisch diesen Schichten vollkommen gleichen.

An anderen Stellen nehmen die massig-mürben, mergeligen Sandsteine, die hier nur wenig mächtig sind, eine grössere Bedeutung an. So im Maruszyner Bache, südlich von der grossen Rogóżniker Klippe, an der Stelle, wo von Osten her der erste grössere Seitenbach einmündet. Die weichen, bläulichgrauen, mergeligen Sandsteine oder sandigen Mergel führen auch hier exotische Blöcke, Quarzite, Porphyre, Porphyrite, lichte Kalke, und stehen in Verbindung mit ziemlich mächtigen, harten, dickbankigen Sandsteinen.

Von den erwähnten Conglomeraten ziemlich verschieden sind gewisse mächtige Conglomeratbildungen, welche überaus zahlreiche Blöcke von Hornsteinkalk führen, mit festen, grobbankigen Sandsteinen in Verbindung stehen und sich oft unmittelbar an Hornsteinkalkklippen anschmiegen.

Im Neumarkter Abschnitte ist diese Bildung namentlich in Stare Bystre in grossartiger Weise entwickelt. Hier legt sich an eine schmale Klippe von Hornsteinkalk eine langgestreckte Masse von Conglomeraten und Sandsteinen unmittelbar an, welche östlich bis Maruszyna reicht und am Westende vom Raczybache durchschnitten wird. Unter den Geschieben, welche häufig die Kopfgrösse erreichen und in Ausnahmsfällen selbst noch grösser sind, wiegen solche vor, die man petrographisch vom Hornsteinkalk nicht unterscheiden kann. Daneben finden sich jedoch auch noch zahlreiche andere, theils krystallinische, theils sedimentäre Gesteine, von denen ich nur folgende erwähne:

Grüner Porphyrit mit grossen Feldspathkrystallen;

Röthlichgrauer Porphyr;

Hellrother Quarzit, sehr ähnlich dem Permquarzit der Tatra u. s. w.;

Grünlichgrauer Gneiss, der bisweilen eine dichte Textur annimmt und grosse Quarzausscheidungen führt;

Heller Kalk, ähnlich dem Hornsteinkalk;

Grüner und dunkelgrauer plattiger Phyllit.

Das Wichtigste unter diesen Gesteinen ist jedenfalls ein weisser Korallenkalk, der Hippuriten enthält. An der Bestimmung kann kein Zweifel sein, es sind sicher Rudisten mit allen Merkmalen,

die ein klarer Querschnitt beobachten lässt. Der betreffende Block ist ebenso wie die übrigen fremden Blöcke wohl abgerundet; er befindet sich auf secundärer Lagerstätte und die darin enthaltenen Fossilien können selbstverständlich nicht unmittelbar zur Altersbestimmung herangezogen werden. Dagegen scheint die Schlussfolgerung gerechtfertigt, dass die vorliegenden Conglomerate jünger sind, als die obere Kreide. Nimmt man dies an, so liegt es dann gewiss nahe, dieselben für eocän anzusehen. Man wird dies umsomehr thun dürfen, als an anderen Stellen ganz übereinstimmende Conglomerate und Sandsteine aufgefunden wurden, die in der That zahlreiche Nummuliten enthalten.

Conglomerate, die den von Stare Bystre petrographisch überaus ähnlich sind und ebenfalls alle möglichen Uebergänge von gewöhnlichem, dickbankigem Sandstein zum groben Conglomerat erkennen lassen, kommen in der Klippenhülle sehr verbreitet vor. Sehr häufig wiegen die Einschlüsse von Hornsteinkalk so sehr vor, dass die übrigen Bestandtheile ganz zurückgedrängt werden. Es wird aus den weiteren Mittheilungen hervorgehen, warum sie nicht durchgehends als eocän angesprochen werden konnten. Solche Conglomerate und Sandsteine treten in ziemlich grosser Mächtigkeit im nördlichsten Theile der Klippenzone zwischen Stare Bystre und der grossen Rogóżniker Klippe, ferner in geringerer Mächtigkeit auf der West- und Nordseite des Zor auf. Ein sehr interessantes derartiges Vorkommen liegt in der Umgebung des mittleren jurassischen Hornsteinkalkzuges im Skrzypnebache (vergl. Taf. IX, Profil 2). Auch hier schmiegen sich derartige Conglomerate unmittelbar an die Hornsteinkalke an und bedingen es, dass dieser offenbar einheitliche, massige Zug oberflächlich in eine Anzahl kleinerer Klippen zerfällt. Die Auf- und Anlagerung dieser Conglomerate an das ältere Klippengestein ist am Bachgehänge so vorzüglich aufgeschlossen, dass man an einer Stelle sozusagen die Hand auf den Contact legen könnte.

An anderen Punkten endlich sind nur die grobbankigen Sandsteine ohne Begleitung von Conglomeraten entwickelt. Es ist dies namentlich dann der Fall, wenn die Mächtigkeit der betreffenden Sandsteine eine unbeträchtliche ist.

Nördliche Grenzbildungen. In der Neumarkter Gegend ist der nördlichste Streifen der Klippenzone, sowie die nördlich angrenzenden Karpathensandsteine denudirt und durch die terrassirten Diluvien und das Alluvium des Dunajec bedeckt. Das Grundgebirge tritt erst nördlich vom Dunajec wieder hervor und besteht im Wesentlichen aus grobbankigen bis massigen Sandsteinen mit schieferigen Zwischenlagen. Die an den Klippenaufbruch angrenzende Zone dieser Sandsteine, die als Magurasandsteine aufzufassen sind, zeigt, wie wir später sehen werden, durchgehends nördliches Einfallen, worauf erst in einiger Entfernung südliche Fallrichtungen folgen.

Nördlich vom Dunajec befindet man sich bereits in der Region der südlichen Fallrichtung, die in allen Aufschlüssen nördlich von Neumarkt, in den kleinen Steinbrüchen bei St. Anna im Kowanicebache, in Krauszów, in Dział und Odrowąż erkennbar ist. Nur zwischen Waksmund und der Mündung des Kokoczówbaches herrscht am Dunajecufer nördliches bis nordwestliches Einfallen. Der betreffende Sandstein ist

hier meist etwas weniger massig, als es sonst dem Magurasandstein zukommt. Die grünlichen und gelblichen, in kleine Stückchen zerfallenden Schieferzwischenlagen sind ziemlich reichlich entwickelt, die Sandsteine ziemlich mürbe, zuweilen schieferig und auf den Schichtflächen mit verkohltem Pflanzendetritus versehen. Eine schmale Einlagerung von bläulichen Schiefern mit ziemlich kalkreichen Hieroglyphensandsteinen tritt nördlich von der Sägemühle im Kowanicebache auf. Aehnliche Einlagerungen kommen auch zwischen der Mündung des Kokoczówbaches und Waksmund vor.

Befremdlicher Weise zeigt das ziemlich flache Gehänge gegen den Dunajec keine deutlichen Spuren von Diluvialterrassen. Nördlich von Neumarkt fehlen sie ganz und in der Gegend von Dział, Pieniężkowice und Odrowąż sind trotz des auffallend flachen Terrains nur wenig Diluvien auszuscheiden.

Südliche Grenzbildungen. Die südliche Grenze des Klippenzuges lässt sich sehr scharf feststellen. Unmittelbar an die bunten Schiefer der Klippenhülle grenzen alttertiäre Schiefer und Sandsteine an, die an vielen Stellen an der Grenze selbst und südlich davon Nummuliten und andere Foraminiferen enthalten. Im westlichsten Theile, in Stare Bystre, ist die Grenze durch Diluvien verdeckt, erst zwischen dem Czerwony- und dem Raczybache tritt in der Grenzzone das Grundgebirge hervor. Das Alttertiär besteht hier aus graublauen, thonigen und mergeligen Schiefern mit dünnschichtigen, mürben, grauen, kalkarmen, zuweilen krummschaligen Sandsteinbänken mit Hieroglyphen, welche ziemlich viel Aehnlichkeit mit jenen Schichten besitzen, die ich in der westgalizischen Sandsteinzone als „westgalizische obere Hieroglyphenschichten" im engeren Sinne bezeichnet habe. Im Raczybache und namentlich in seinen kleinen Zuflüssen sind diese Schichten gut aufgeschlossen und enthalten da und dort Nummuliten, am reichlichsten in jenem Nebenbache, der von der Höhe Sormówka bei Międzyczerwone gegen den Raczybach herabkommt. Hier sind zahlreiche, in grosser Menge Nummuliten führende Bänke, in gewissen Höhen über einander zu beobachten und das flache Einfallen der Schichten ist regelmässig gegen Süden gerichtet.

Die Lage der Grenze ist aus der Karte ersichtlich, sie verläuft nahezu geradlinig gegen Szafflary. Knapp an der Grenze wurde an mehreren Stellen, wie im Raczybache und in Maruszyna, steil nördliches Einfallen beobachtet, unweit davon aber stellt sich bald der regelmässige, flach südwärts gerichtete Schichtfall ein. Am klarsten ist der Contact selbst am linken Dunajecufer in Szafflary aufgeschlossen (Fig. 5).

Die Klippenhülle besteht hier aus rothen Mergelschiefern (Fig. 5, *c*), auf welche südlich bläuliche, grünliche und röthliche Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen (Fig. 5, *b*) und endlich graue Kalkschiefer (Fig. 5, *a*) folgen. Die Schichten sind steil gestellt und zeigen viele secundäre Faltungen und Windungen. Daran grenzen ebenfalls steil gestellte bläuliche Alttertiärschiefer an, in welchen 2 Meter von der Grenze entfernt, eine steil nördlich einfallende grobkörnige Sandsteinbank oder Conglomeratbank mit Nummuliten auftritt. (Fig. 5, *d*).

In geringer Entfernung erscheint abermals eine Nummulitenbank von derselben Beschaffenheit mit steil südlichem Einfallen, die darauf folgenden Alttertiärschiefer und -Sandsteine (Fig. 5, *e f*) fallen eine Strecke weit ziemlich steil ein, legen sich aber bald immer flacher und flacher und behalten diese Lagerung weit nach Süden hin in unveränderter Weise bei. Ob die beiden Nummulitenlagen in der Nähe der Formationsgrenze zu einer und derselben, in Folge von Faltung sich wiederholenden Bank gehören oder zwei selbstständige Bänke darstellen, darüber liegen keine sicheren Anhaltspunkte vor.

Fig. 5.

Südgrenze der Klippenzone bei Szafflary; Contact zwischen den eocänen Schiefern *(e)*, Sandsteinen *(f)*, Nummulitenconglomeraten *(d)* und den cretacischen Hüllschiefern *(a, b, c)*.

Weniger deutlich ist die Grenze am rechten Gehänge des weissen Dunajec, wo ebenfalls Nummulitenconglomerate vorkommen.

Die Alttertiärschichten haben hier dieselbe Beschaffenheit wie in der Gegend des Raczy- und Skrzypnebaches. Beim Soltysi młyn, südlich von Szafflary, erhalten einzelne Sandsteinbänke eine grössere Mächtigkeit und werden als Bausteine gebrochen, obwohl sie sich hiezu in Folge ihrer mürben Beschaffenheit und leichten Verwitterbarkeit wenig eignen. Die blaugrauen Schiefer werden weiter südlich bei Bialy Dunajec und Poronin durch schwärzliche, dünnblätterige Schiefer ersetzt.

2. Der Czorsztyner Abschnitt.

Die Juraklippen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise.

Oestlich vom weissen Dunajec verschwindet die Klippenzone unter Diluvien. Erst in der Entfernung von ungefähr 4 Kilometer tauchen am Gronkówbache südlich von der Brücke der Bezirksstrasse wieder Gesteine der Klippenhülle auf, und zwar südlich fallende graue Schiefer und Fleckenmergel, dann blaugraue Schiefer mit dünnen Kalksandsteinen und endlich rothe und grünliche, secundär gefaltete Schiefer. Ein Kilometer weiter östlich treten unter dem Diluvium auch die Juraklippen wieder hervor, mit dem mächtigen, steil aufragenden, isolirten Kegel der Cislowa oder Bielska Skała beginnend.

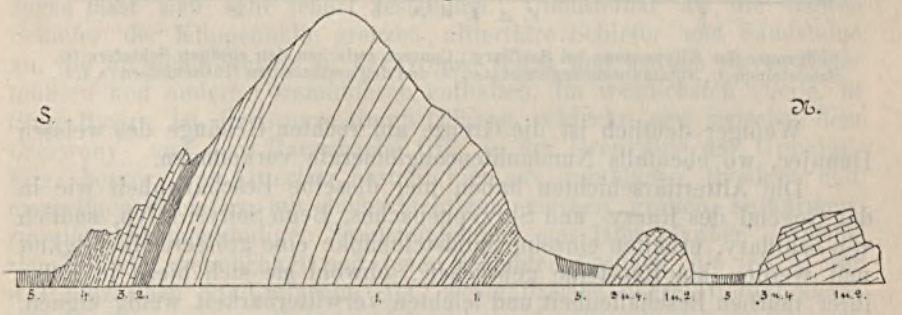
Trotz mächtiger Entwickelung bietet diese Klippe nur wenig Bemerkenswerthes dar. Auf der Nordseite derselben herrscht Crinoidenkalk, der hier vorwiegend rosaroth, selten weiss gefärbt ist. Auf der Südwestseite liegt hellrother, versteinerungsarmer Kalkstein, der hier und da die Structur des Czorsztyner Kalkes zeigt.[1]) Die

[1]) Herr L. v. Kaminski fand hier eine *T. diphya*; es dürfte hier also Tithon vorliegen.

Lagerung ist nicht klar erkennbar; es scheint, dass die Schichten nach Nordnordost einfallen. Nördlich vom Hauptfelsen liegt eine zweite kleinere Klippe, welche durch eine kleine, mit Hüllschiefern und einer kleinen Hornsteinkalkklippe ausgefüllte Mulde von der ersteren getrennt ist und auf der Nordseite aus südlich fallendem Crinoidenkalk, auf der Südseite aus versteinerungsarmem, rothem (tithonischem?) Kalkstein besteht. Der Hornsteinkalk tritt sehr nahe an den Crinoidenkalk der kleineren Klippe heran, und es ist sehr wahrscheinlich, dass derselbe den Opalinusschichten entspricht.

Ungefähr 1 Kilometer weiter östlich erhebt sich aus dem Diluvium eine kleine Klippe aus weissem Crinoidenkalk und in derselben Entfernung ostsüdöstlich davon erscheint am Bialkaufer eine ganz interessante kleine Klippengruppe, von wo aus die Klippenzone wieder ununterbrochen weiterstreicht.

Fig. 6.



Klippen am Bialka-Ufer bei Neu-Bela.

1. Weisser und rosenrother Crinoidenkalk, an der Basis mit einigen gelblichen, sandigen Lagen.
2. Rother Crinoidenkalk.
3. Czorsztyner Kalk.
4. Tithon.
5. Cretacischer Hüllschiefer.

Die Klippengruppe am linken Bialkaufer besteht aus vier Klippen, von denen die südlichste die grösste und bemerkenswertheste ist (vergl. Tafel V und Fig. 6 und 8). Auf der Nordseite derselben tritt der Crinoidenkalk in grosser Mächtigkeit hervor. Die Basis bilden einige gelbliche, späthige, vereinzelte grobe Sandkörner führende Lagen mit Einschlüssen von eisenreichem Mergel oder Thoneisenstein. Darüber erhebt sich in mächtigen, steil nach Südwest einfallenden Bänken rosenrother Crinoidenkalk, welcher auf der Spitze der Klippe eine rein weisse Färbung annimmt. Auf dem Südabhange erscheint der Crinoidenkalk wieder röthlich gefärbt und geht über in dünngeschichteten rothen Crinoidenkalk, der wohl dem Niveau der Klausschichten entsprechen dürfte. Er ist leider versteinerungsfrei und nur 1 Meter mächtig, während die Mächtigkeit des weissen und röthlichen Crinoidenkalkes an 60 Meter betragen dürfte.

Ueber dem rothen Crinoidenkalk folgen sehr wohl geschichtete, härtere und weichere Bänke von Czorsztyner Knollenkalk, von denen die unteren schwarze Flecken aufweisen und überhaupt dunkler gefärbt

sind, wie die höheren und das letzte Glied endlich sind die harten, splitterigen, hellröthlichen, weissen und gelblichen Diphyenkalke der Tithonstufe. Die Lagerung der Knollenkalke und der Diphyenkalke ist eine durchaus regelmässige; Schicht für Schicht liegt wohl aufgeschlossen auf dem Crinoidenkalk, der den eigentlichen Körper der Klippe bildet, gegen den die rothen Kalkbänke des Malm und Tithon mit ihrer auffallend geringen, ungefähr 8 Meter betragenden Mächtigkeit nur wie ein untergeordnetetes Anhängsel erscheinen.

Dieser auffallende Unterschied der Mächtigkeit legt es nahe, an die Möglichkeit des Fehlens eines oder mehrerer Horizonte zu denken. Davon kann hier, wo Schicht für Schicht in denkbarst regelmässiger Weise aufeinanderfolgt, nicht die Rede sein. Auch ist hier nicht anzunehmen, dass die Crinoidenkalkmasse der Mächtigkeit zweier, durch Bruch getrennter, aber eng aneinander stossender Schollen entspricht, wie bei der Babierzówka. Aus dem Lichtdrucke (Tafel V) scheint allerdings hervorzugehen, dass hier in der That ein Bruch vorhanden ist, da die Crinoidenkalkschichten der Nordseite der Klippe flacher einzufallen und gegen die höheren Lagen abzuschneiden scheinen. Es ist dies jedoch eine Täuschung, die dadurch hervorgerufen wird, dass man die Schichten auf der Nordseite mehr dem Streichen nach sieht. Ferner trägt die allmälige Wendung der Einfallsrichtung der Schichten dazu bei, welche auf der Nordseite nach SW, auf der Südseite nach SSW einschiessen. In Wirklichkeit ist hier ein Bruch nicht nachweisbar. Selbst wenn man indessen das Vorhandensein eines solchen an der aus dem Lichtdrucke ersichtlichen Stelle annehmen würde, bliebe das Missverhältniss der Mächtigkeiten noch immer sehr beträchtlich. Die grossen Mächtigkeitsdifferenzen, die ja auch an so vielen anderen Punkten sich auffallend bemerkbar machen, sind hier augenscheinlich ursprüngliche und müssen aus der Entstehungsweise der betreffenden Sedimente erklärt werden.

Die rothen Ammonitenkalkbänke sind ziemlich versteinerungsreich, doch müsste man den Kalkstein steinbruchmässig abbauen, um eine vollständige Fauna zusammen zu bringen. In der untersten, an den rothen Crinoidenkalk angrenzenden Bank wurde *Macrocephalites macrocephalus*, die bekannte Leitform des tiefsten Kelloway, aufgefunden.

Das Tithon ist auch im Białkabette aufgeschlossen und scheint hier merklich an Mächtigkeit zuzunehmen. Vielleicht würde sich dies bei niederem Wasserstande sicherer ermessen lassen, als es mir möglich war, da ich zur Zeit der Untersuchung einen ziemlich hohen Wasserstand vorfand.

Ueber den Tithonkalken folgt im Flusse aufgeschlossen grünlicher und grauer, schwach kieseliger, blätterig oder mugelig zerfallender Mergelschiefer mit einzelnen festeren, helleren Fucoidenmergellagen und Linsen und Lagen von Thoneisenstein, die sich durch ihre schwärzliche Färbung bemerkbar machen.

Wenige Schritte nördlich von der grossen Klippe liegen zwei kleine Klippen, welche sich in der durch den Lichtdruck wiedergegebenen Ansicht (Taf. V) fast vollständig decken, und auch in Wirklichkeit nur durch eine so geringfügige Partie von Hüllschiefern getrennt sind, dass man sie als zusammengehörig betrachten kann. Auf

der Nordseite liegt röthlicher Crinoidenkalk, worauf 1—2 Meter rother, breccienartiger, fester Kalk, der wahrscheinlich den Czorsztyner Kalk repräsentirt und endlich hellrother, weisslicher und gelber Tithonkalk folgt. Der Schichtfall der letzteren Klippe ist nicht klar ausgesprochen, scheint aber doch ein südlicher zu sein, wie in der Zeichnung angenommen wurde.

Die nördlichste Klippe dieser Gruppe (Fig. 6, *c*) zeigt ebenfalls südwestlich, doch viel flacher einfallende Schichten, auf der Nordseite liegt weisser Crinoidenkalk, darüber folgt rother Crinoidenkalk, welcher ungefähr 3 Meter mächtig ist und auf der der Bialka zugekehrten Seite in rothen, crinoidenarmen Kalk übergeht. Die Decke bildet ein von Klüften durchzogener, rother, etwa 5 Meter mächtiger Ammonitenkalk, der bald hell gefärbt ist, wie der Tithonkalk, bald die Knollenstructur zeigt, bald Crinoidenglieder führt. Auf geringe Entfernungen macht sich hier von Klippe zu Klippe ein ziemlich auffallender Wechsel der Gesteinsbeschaffenheit bemerkbar.

Zwischen den kleinen Klippen liegen rothe und grünliche Hüllschiefer, welche discordant an die Jurakalke anstossen. Stellenweise gewinnt es sogar den Anschein, als lägen die rothen Schiefer selbst in den kleinen Nischen und Fugen der Juraklippen.

Eine noch mächtigere, Kremlitza genannte Klippenmasse erhebt sich am rechten Bialkaufer, gegenüber den eben beschriebenen Felsen. Die Kremlitza zeigt bei einer Länge von circa 450 Meter eine Breite von nur circa 70 Meter und ragt mit steilen Wänden aus dem Bialkaalluvium hoch hervor (Fig. 7 und 8). Auf der Südseite verschwindet ein Seitenarm des Bialkaflusses im Felsen und kommt auf der Nordseite wieder daraus hervor.[1])

Die Nordseite der Kremlitza besteht aus weissem Crinoidenkalk. Am Südostende derselben liegt darüber mit südlichem Fallen eine kleine Partie von rothem Czorsztyner Kalk und von Tithonkalk in der Facies der Rogóźniker Breccie. Die petrographische Beschaffenheit dieses Tithonvorkommens ist in jeder Beziehung durchaus identisch mit der berühmten Muschelbreccie der genannten Localität. Schon in Handstücken kann man die häufigsten Arten von Rogóźnik wieder erkennen und es ist kein Zweifel, dass sich dieser Fundort bei entsprechender Ausbeutung ebenso ergiebig erweisen würde, wie Rogóźnik.

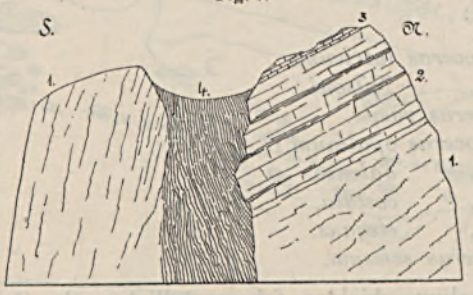
Die Muschelbreccie bildet kein zusammenhängendes Band am Südrande der Kremlitza, sie keilt sich rasch aus und eine Strecke weit besteht der Südrand dieser Klippe aus weissem Crinoidenkalk. Weiter westlich wird der letztere durch wohlgeschichteten, sehr grobbankigen, rothen Czorsztyner Kalk überlagert, welcher nun bis an das Westende der Klippe ununterbrochen fortsetzt. Da das Streichen desselben nicht rein ostwestlich ist, sondern ein wenig gegen Westnordwest ablenkt, der Südrand der Klippe aber fast ostwestlich verläuft, so nehmen die rothen Kalke gegen das Westende an Breite zu. Von der Hauptklippe löst sich am Westende eine kleine pfeilerförmige Klippe ab, welche vom Kamme der ersteren ein wenig nach Süden vorgerückt erscheint

[1]) Dieses Verhältniss, das übrigens auf unseren Karten falsch dargestellt ist, sowie die auffallende Gestalt der Kremlitza mag zu den mannigfaltigen Märchen Anlass gegeben haben, die unter der Landbevölkerung über diesen Felsen umgehen.

und das ziemlich flache Einfallen der Czorsztyner Kalkbänke gut erkennen lässt. Auf der Karte wurde sie mit der Hauptklippe, von der sie nur durch eine schmale Partie rother Hüllschiefer getrennt ist, vereinigt.

Direct südlich vom Westende der Hauptklippe liegt eine kleine, ebenfalls pfeilerförmige Klippe von Crinoidenkalk, welche undeutliche, steil südlich fallende Schichten zeigt (Fig. 7). Die tiefere Partie besteht aus gelblichem Crinoidenkalk mit einzelnen groben Sandkörnern, die höhere aus mehr dünngeschichtetem, röthlichem Crinoidenkalk. Zwischen dieser Klippe und dem Hauptkamm liegt mit senkrechten oder gegen die Hauptklippe steil nordwärts einfallenden Schichten rother Hüllschiefer, dessen discordante Lagerung sehr deutlich erkennbar ist, weil hier der Contact zwischen Klippenkalk und Hüllmaterial auf eine bedeutende Verticaldistanz, von der Höhe der kleineren Klippe bis zum Niveau des Bialkaflusses aufgeschlossen ist. Dieses seltene, günstige Verhältniss hat seinen Grund einestheils in der Lage am Bialkaflusse, anderntheils in dem Vorhandensein des südlich vorgelagerten kleineren

Fig. 7.



Klippe Kremlitza bei Krempach.

1. Weisser Crinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk.
3. Tithon.
4. Rothe Hüllschiefer.

Crinoidenkalkpfeilers, welcher den Hüllschiefer hier vor der Denudation durch die Bialka bewahrt hat. Während der Czorsztyner Kalk auf der Westseite der Bialka nur wenige Meter mächtig ist, schwillt er hier am Westende der Kremlitza zu einer mächtigen grobbankigen Masse an, um am Ostende derselben Klippe wieder auf wenige Bänke einzuschrumpfen.

Die Gegend des Bialkagehänges südlich von der Kremlitza ist durch das Auftreten von mehreren „Kryptoklippen" von Murchisonae- und Opalinusschichten ausgezeichnet. Auf die rothen Schiefer, welche die Kremlitza umgeben, folgen zunächst schwarze Thone mit Schwefelkiesconcretionen, in denen ein Fragment von *Am. Murchisonae* aufgefunden wurde. Die Fallrichtung dieser Schichten, ihre Mächtigkeit und Ausdehnung im Streichen lässt sich bei der Weichheit und Verwitterbarkeit des Gesteins nicht genau feststellen, obwohl die Aufschlüsse hier grösser und deutlicher sind, als bei der altberühmten Stelle in Szafflary. An einem Punkte zeigen die Schichten, deren Mächtigkeit wohl mindestens 10 Meter beträgt, steil südliches Einfallen.

In südlicher Richtung fortschreitend beobachtet man weiter rothe Schiefer und dünnschichtige Sandsteine mit südlichem Fallen und sodann abermals die Murchisonaeschichten. Von dieser zweiten Partie sind die Fleckenmergel mit *Am. opalinus* nur durch einen kleinen Abstand getrennt; es findet aber, wenn ich die spärlichen Aufschlüsse hier richtig gedeutet habe, keine directe Berührung zwischen den genannten Schichten statt, sondern es scheint sich auch hier rother Schiefer dazwischen einzuschieben.

Die hier nachgewiesene Klippe von Opalinusschichten ist wohl eine der grössten des pieninischen Klippenzuges. Wenn sich ihre Ausdehnung auch nicht scharf bestimmen lässt, da sich das Terrain derselben von dem Hüllmaterial nicht ablöst, so kann man doch das Gestein der Fleckenmergel auf den Feldern ziemlich weit verfolgen und dadurch Anhaltspunkte für die ungefähre Begrenzung gewinnen. Um jedoch diese wichtigen Klippen besser kenntlich zu machen, wurde ihre Ausdehnung auf der Karte etwas übertrieben. Die Opalinusschichten dieser Localität sind verhältnissmässig reich an wohl erhaltenen Versteinerungen. Nach kurzem Sammeln konnten folgende Formen nachgewiesen werden:

Phylloceras tatricum.
„ *Nilsoni.*
Lytoceras rasile.
Harpoceras opalinum.
„ *aalense.*
„ *costula.*
„ *elegans.*
Simoceras scissum.

Auf die Opalinusschichten folgen südlich rothe Schiefer, sodann dünnschichtige Sandsteine und graue Schiefer, bis bei der Einmündung des ersten kleinen Seitenbaches die schwarzen Alttertiärschiefer zum Vorschein kommen.

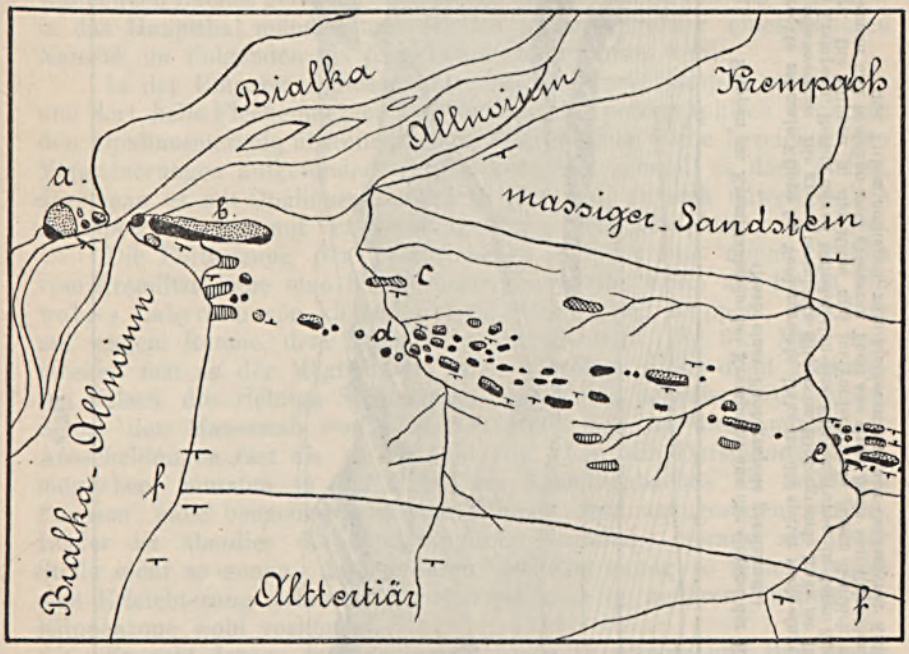
Ganz nahe bei den beschriebenen „Kryptoklippen" von Murchisonaeschichten liegen drei kleine, zum Theil nur wenige Quadratmeter umfassende Klippen, deren Lage und Zusammensetzung aus der Karte (Fig. 8) hervorgeht. Oestlich von diesen Klippen und von der Kremlitza ist das Terrain zunächst klippenfrei. An die südlicher gelegene Klippe der Opalinusschichten dagegen schliesst sich eine Reihe von kleinen Klippen an, die durch einen streng linearen Verlauf ausgezeichnet sind. Zahlreiche, fast durchwegs kleine, grösstentheils sehr kleine Klippen ordnen sich hier zu einer geraden Linie an, welche in Folge der dichten Stellung der einzelnen Klippen sehr klar zum Ausdruck gelangt.

Bis zu der grossen Klippe am Wege von Krempach nach Durstin streicht diese merkwürdige Klippenreihe linear nach Ostsüdost und besitzt mit Einschluss der enge dazu gehörigen Bielska skala eine Länge von circa 4·1 Kilometer. Bei der genannten grossen Klippe erscheint die Richtung der Klippenlinie winkelig gebrochen, die letztere streicht nun gegen Ostnordost und enthält in dieser circa 1·6 Kilometer langen Strecke mehrere grössere, massig entwickelte Klippenfelsen. Die östlichsten Klippen dieser Reihe erreichen nicht mehr den Przieczny potok,

es tritt hier eine bedeutende Unterbrechung der Klippenreihe ein und erst 3 Kilometer weiter östlich kommen im Braniszkogebiete wieder Jurafelsen der versteinerungsreichen Facies zum Vorschein.

Da die Klippen dieses Zuges, den man den Krempacher Zug nennen könnte, durchwegs auf freiem Felde in einem flachhügeligen Gebiete gelegen sind und fast ausnahmslos als nackte, vegetationslose oder mindestens unbewaldete Felsen aus dem Boden aufragen, so genügt hier schon die blosse Betrachtung der Landschaft, um die lineare

Fig. 8.



Der Krempacher Klippenzug. Maassstab 1 : 25.000.

Die punktirten Flächen bedeuten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die verticalschraffirten Murchisonae- und Opalinusschichten, die schräg-schraffirten Hornsteinkalke (hier Neocom), die weissen Flächen mit Ausnahme des Bialka-Alluviums, des massigen Sandsteines und des Alttertiärs cretacische Hüllschiefer. *a)* Bialkaklippen von Neu-Bela, *b)* Kremlitza, *c)* Neocomklippe im Kremlitzabache, *d)* die in Fig. 9 dargestellten Klippen, *e)* Laurenzowe-Klippen, *f)* Südgrenze der Klippenzone.

Anordnung der Klippen zu erkennen. Mit einem Blicke übersieht man von der Kremlitza oder einer benachbarten Anhöhe den lang hingezogenen Schwarm kleiner nackter Felsen, die hier wie parasitische Warzen den Boden bedecken und ein überaus anziehendes, auch in der an eigenthümlichen Gestaltungen so reichen Klippenzone seltenes Bild darbieten. Der Umstand, dass hier Hornsteinkalkzüge sehr zurücktreten und landschaftlich keine selbstständige Rolle bilden, trägt dazu bei, um diesem Theile der Klippenzone noch mehr Eigenartiges zu verleihen. Die beistehende Zeichnung (Fig. 9), die nach einer, leider

sehr verschwommenen Photographie angefertigt wurde, dürfte von der

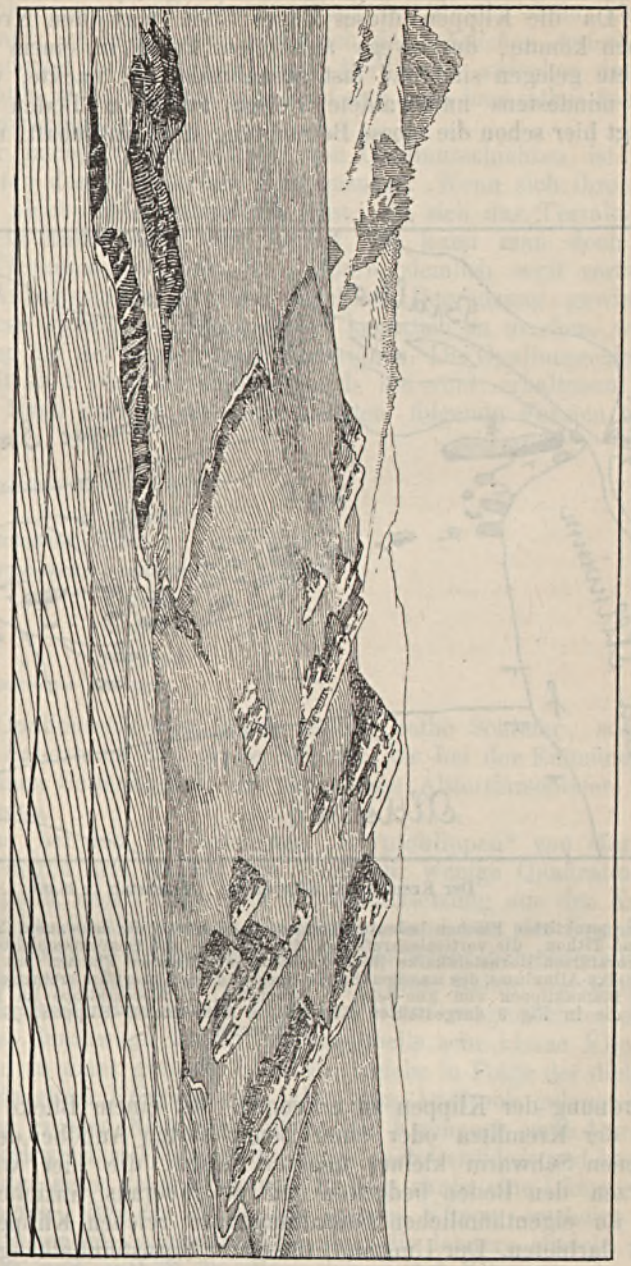


Fig. 9.

Klippen am Kremlitzebache bei Krempach, aus der Gegend der Kremlitza gesehen.
(Nach einer Photographie gezeichnet.)

Die langgestreckte schmale Klippe im Vordergrunde links ist die später noch eingehend zu besprechende Neocomklippe mit *Aptychus angulicostatus*. Die grosse bewaldete Klippe im Hintergrunde links ist die Crinoidenkalkklippe am Wege von Durstin nach Krempach. Rechts davon befindet sich eine Klippengruppe, in deren Zusammensetzung der weisse Crinoidenkalk vorwiegt. Die Klippen in der Mitte und im Vordergrunde lassen deutlich die übereinstimmende südliche Fallrichtung erkennen und bestehen zum grösseren Theil aus einer Basis von Crinoidenkalk, über welcher Czorsztyner Kalk und Tithon auflagern, zum kleineren nur aus Czorsztyner Kalk und Tithon.

Gestaltung dieser Klippenreihe einen ungefähren Begriff zu geben geeignet sein.

Oestlich von der Klippe der Opalinusschichten erscheint zunächst ein kleiner röthlicher Crinoidenkalkfelsen (Fall Nordnordost), dann folgt eine grössere Klippe, welche an ihrer Nordseite aus weissem Crinoidenkalke besteht und auf der Südseite eine schmale kleine Partie von Ammonitenkalk führt. Knapp daneben befinden sich zwei winzige Schollen von rothem Kalke, weiter östlich folgt ein kleiner Felsen aus gelblich-grauem Crinoidenkalk, dann eine etwas grössere Klippe aus Tithon, Czorsztyner Kalk und rothem Crinoidenkalk und endlich eine kleine, aus röthlichem Crinoidenkalk und schmutzig-graugelbem, späthigem Kalk bestehende Klippe, die knapp am Ufer jenes, noch später zu erwähnenden Baches gelegen ist, welcher unweit östlich von der Kremlitza in das Hauptthal mündet und den ich in Ermangelung eines anderen Namens im Folgenden als Kremlitzabach anführen werde.

In der Umgebung dieser eben beschriebenen Klippen wurden da und dort helle Fleckenmergel aufgefunden, die petrographisch ganz mit den Opalinusmergeln übereinstimmen. Obwohl hier keine bezeichnenden Versteinerungen aufgefunden werden konnten, scheint es doch sicher, dass man es mit Opalinusschichten zu thun hat, da sich unweit östlich dieselben Schichten mit Versteinerungen in grosser Ausdehnung einstellen.

Die Fortsetzung der beschriebenen Klippenreihe nimmt östlich vom Kremlitzabache eine höchst bemerkenswerthe Form an. Es ist ein wahres Labyrinth von kleinen Felsen, Gräten und Klippen, das hier auf engem Raume dem Beobachter entgegentritt (Fig. 9). Man verzweifelt fast an der Möglichkeit, jedem einzelnen dieser dicht gedrängten Felsen die richtige Stellung auf der Karte anweisen zu können. Selbst der Maassstab von 1:25.000 stellt sich für diese minutiösen Ausscheidungen fast als zu klein heraus. Um die Darstellung zu ermöglichen, mussten in der Nähe des Kremlitzabaches an mehreren Punkten nahe benachbarte kleine Klippen zusammengezogen werden. Leider ist überdies die topographische Grundlage gerade an dieser Stelle nicht so genau, dass dadurch die Eintragung so feiner Details eine Erleichterung erfahren würde, wie dies in anderen Theilen der Klippenzone wohl vorkommt.

Es geht daraus deutlich hervor, dass Anordnung und Bau dieser Klippen gesetzmässig sind. Der Dogger-Crinoidenkalk kommt stets auf der Nordseite der Klippen zum Vorschein, die Abdachung auf der Südseite besteht aus südlich fallendem Czorsztyner Kalk und Tithon. Das Schichtstreichen ist bei den meisten dieser Klippen gut erkennbar und fällt stets mit der Längserstreckung der Klippen, sowie mit dem Hauptstreichen zusammen.

In dem 1·4 Kilometer langen Abschnitte der Klippenzone zwischen dem Kremlitzabache und dem Durstinki potok wurden 39 Klippen ausser den Hornsteinkalkklippen eingetragen und von diesen liessen nur 8, durchaus kleine, ganz unscheinbare und belanglose Diminutivklippen das Schichtstreichen nicht sicher erkennen. Bei allen anderen ist es gut zu beobachten, es steht bei südlicher Fallrichtung in vollkommener Uebereinstimmung mit dem Streichen des ganzen Klippenbandes. Schon bei der Betrachtung aus der Ferne fällt es auf, dass fast alle diese Klippen ziemlich deutlich einen etwas steileren Abfall auf ihrer Nordseite, eine flachere Abdachung auf der Südseite erkennen lassen, wie

dies auch aus der Abbildung (Fig. 9) ersichtlich ist. Diese flachere Abdachung entspricht nun genau dem Schichtfallen.

Wir haben demnach eine mehrfache Wiederholung derselben Schichtfolge bei übereinstimmendem Streichen und Fallen vor uns und wenn auch die einzelnen Klippen nicht durchaus streng linear angeordnet sind, so ist doch nicht zu verkennen, dass der Crinoidenkalk, das ältere Glied der Schichtfolge, in drei Zonen zum Vorschein kommt. Das Detail, das hier auf den ersten Blick einen fast verwirrenden Eindruck macht, gibt, auf der Karte festgebannt, ein Bild verhältnissmässig grosser Regelmässigkeit.

Nur eine Klippe in der Nähe des Durstinski potok macht in diesem Zuge eine Ausnahme. Auf der Nordseite derselben erscheint röthlicher und gelblicher Crinoidenkalk, welchen man nach seiner Beschaffenheit zum Crinoidenkalk des Dogger stellen muss. Auf der Südseite liegt rother Ammonitenkalk, welcher ziemlich flach nach Nordost unter dem Crinoidenkalk einfällt. Es findet also bei dieser Klippe nicht nur ein kleines Abweichen vom Hauptstreichen, sondern auch eine Ueberkippung der Schichtfolge statt. Dies Verhältniss ist jedoch nicht mit voller Klarheit erkennbar, da der Aufschluss undeutlich ist. Einige Schritte südlich davon befindet sich eine langgezogene schmale Klippe von normaler Lagerung.

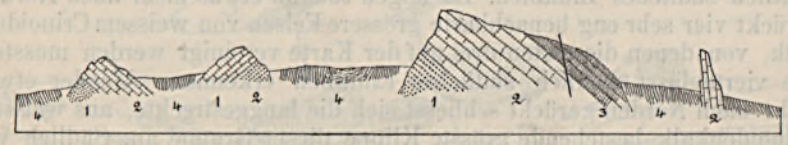
Die weitere Fortsetzung des Klippenzuges östlich vom Durstiner Bache führt die Bezeichnung Laurenzowa oder Laurenzowe skalki und enthält ebenfalls bemerkenswerthes Detail (Fig. 10 und Fig. 8, *e*). Von Norden herkommend, trifft man am östlichen Ufer des Durstinski potok zuerst eine kleine Klippe von Czorsztyner und Tithonkalk mit südlichem Schichtfall, umgeben von röthlichem Schiefer, an. Sodann folgt in der Entfernung von wenigen Metern ein Felsen, der auf der Nordseite aus weissem Crinoidenkalk, auf der Südseite aus Czorsztyner und Tithonkalk mit südlichem Einfallen besteht. Knapp westlich und südlich davon befinden sich zwei winzige Tithonkalkpartien, die des kleinen Maasstabes wegen auf der Karte mit der ersteren Klippe vereinigt wurden; sie sind in der That kaum nennenswerth, aber von der grösseren Klippe doch durch eine dünne Partie von Hüllschiefern getrennt.

Wieder nur wenige Schritte weiter südlich tritt eine kleine Klippe aus rosarothem und weissem Crinoidenkalk auf, dessen Schichten steil gestellt erscheinen. Knapp südlich davon sind mehrere Meter weit schwarze blätterige Thone und Schiefer mit zahlreichen Pyritconcretionen aufgeschlossen, welche petrographisch vollkommen mit den Murchisonaeschichten an der Bialka übereinstimmen und daher wohl als solche aufgefasst werden können, wenn es auch nicht gelang, darin Versteinerungen aufzufinden. Der unmittelbare Contact zwischen Crinoidenkalk und Murchisonaeschichten ist zwar nicht direct entblösst, die verdeckte Distanz ist aber so klein, dass man mit der Annahme directen Angrenzens beider Bildungen wohl keinen grossen Fehler begehen wird. Ueber die Art des Contactes, ob eine scharfe Grenze vorhanden ist oder Uebergang durch Wechsellagerung, lässt sich freilich nichts Bestimmtes angeben.

Oestlich von der eben beschriebenen Partie treten zwei grössere Klippen auf (Fig. 10), von denen die südliche einen ungetheilten langen Kamm bildet, der im Gegensatz zum gewöhnlichen Vorkommen auf der Südseite aus weissem und rothem Crinoidenkalk, auf der Nordseite aus Czorsztyner Kalk und Tithon besteht und nördliche Fallrichtung deutlich erkennen lässt. Der nördliche Klippenkamm zeigt dagegen auf der Nordseite die älteren, auf der Südseite die jüngeren Schichten und südlichen Schichtfall und zerfällt in einen grösseren östlichen und einen kleineren westlichen Abschnitt. Der letztere zeichnet sich durch steile Schichtstellung aus. Die beiden Klippen, die nur durch einen schmalen, wahrscheinlich mit Hüllschiefern ausgefüllten Zwischenraum getrennt sind, fallen demnach gegen einander ein und zeigen also denselben Bau, wie die westlich folgenden, an das Bachufer angrenzenden Klippen.

Weiter südwärts treten zunächst zwei lange und schmale Klippen von rothem Czorsztyner Kalk und Tithon auf, die insofern merkwürdig sind, als beide Klippen in verschiedenen Theilen verschiedene Streichungsrichtungen zeigen. Die nördlicher gelegene zeigt an ihrem Ostende südliches, am Westende südwestliches Einfallen, die südlichere lässt

Fig. 10.



Durchschnitt durch die mittlere Partie der Laurenzowe skalki am Durstiner Bache bei Krempach.

1. Weisser Crinoidenkalk.
2. Rother Czorsztyner Kalk und Tithon.
3. Dunkelrother tithonischer Crinoidenkalk.
4. Cretacische Hüllschiefer.

vom Ost- zum Westende einen allmäligen Uebergang vom südlichen zum südsüdöstlichen, südöstlichen und endlich ostsüdöstlichen Einfallen erkennen. Denkt man sich die mittlere Partie dieser beiden Klippenkämme entfernt — eingestürzt — so hätte man zwei Klippenpaare vor sich, bei denen die fortgesetzt gedachten Streichungslinien sich gegenseitig schneiden würden. Da eine solche Voraussetzung zulässig ist, zeigt dieser Fall, ähnlich wie der bereits erwähnte in Stare Bystre, wie unrichtig es ist, aus dem Vorkommen nahe benachbarter Klippen mit verschiedenem Streichen auf die vollkommene tektonische Selbstständigkeit derselben zu schliessen.

An diese beiden Klippen schliesst sich östlich ein langer Felsenkamm an — der grösste unter den Laurenzowe skalki — welcher an seinem Nordabfall eine schmale Zone von rosarothem Doggercrinoidenkalk hervortreten lässt, worüber wohlgeschichteter Ammonitenkalk und das Tithon mit ungefähr 13—15 Meter Mächtigkeit und ziemlich flach südlichem Einfallen auftritt. Die hangendste Partie des Tithons, die durch einen kleinen Absitzer in ein etwas tieferes Niveau gerückt erscheint, wie die Hauptmasse des rothen Kalkes (vergl. Fig. 10), besteht hier aus jenem eigenthümlichen dunkelrothen, mergelig-schieferigen Kalk mit grossen Crinoidenstielgliedern, wie er die hangendste Partie

des Tithons der Czorsztyner Schlossklippe bildet. Oestlich und südlich von dieser Klippe befinden sich zwei kleine Felsen aus steil einschiessendem Ammonitenkalk, von denen der eine wie ein hoher, schmaler, mächtiger Pfeiler aus dem Boden aufragt (Fig. 10).

Die nächste Klippengruppe befindet sich etwa 300 Meter östlich von den Laurenzowe skalki und liegt zwischen zwei Seitenbächen des Durstiner Baches, welche sich knapp vor der Mündung in den letzteren vereinigen (Fig. 11). Die Verbindung zwischen derselben und den Laurenzowe skalki wird nur durch eine kleine Klippe aus rothem Kalk mit südlichem Einfallen hergestellt. Diese Klippengruppe zeigt eine einfache Zusammensetzung. Sie besteht aus einem auffallend schmalen, ziemlich langem und niedrigem Kamme aus Crinoidenkalk mit einer kleinen Partie von Ammonitenkalk auf dem südlichen Abfall. Südlich davon befinden sich vier kleinere Klippen aus Ammonitenkalk. Das Einfallen ist regelmässig nach Süd oder Südsüdwest gerichtet.

Die nächste Klippengruppe folgt etwa 230 Meter weiter östlich. Den Anfang bilden fünf kleine Klippen aus Ammonitenkalk, von denen jedoch drei kleine so nahe in einer Linie beisammen stehen, dass sie auf der Karte zusammengezogen werden mussten. Die grösste zeigt deutlich südliches Einfallen. Es folgen sodann etwas mehr nach Norden gerückt vier sehr eng benachbarte grössere Felsen von weissem Crinoidenkalk, von denen die ersten drei auf der Karte vereinigt werden mussten. Die vierte lässt deutlich südliches Einfallen erkennen. Wieder etwas mehr nach Norden gerückt schliesst sich die langgestreckte, aus weissem Crinoidenkalk bestehende grösste Klippe dieser Gruppe an. Südlich von derselben (vergl. Fig. 11) erscheinen auf der Karte 3 Klippen, von denen die östliche aus drei Klippen zusammengezogen ist. Die Fallrichtung der Schichten dieser Klippen ist südlich. Bei einer derselben liegen die Tithonkalke auf der Höhe ziemlich flach, biegen aber gegen den Südfuss der Klippe zum steilen Einfallen um.

Nach einer ganz kurzen Unterbrechung gelangt man nun zu jener grossen, mächtigen Klippe am Wege von Krempach nach Durstin, wo die Klippenlinie gebrochen erscheint und plötzlich aus der ostsüdöstlichen in die ostnordöstliche Streichung übergeht. Die erwähnte grosse Klippe, deren Länge circa 350 Meter, deren grösste Breite circa 160 Meter beträgt, besteht aus weissem Crinoidenkalk, nur am äussersten Westende befindet sich eine kleine Partie von Ammonitenkalk und Tithon unter gestörten Lagerungsverhältnissen. Das Tithon ist hier nicht unähnlich der Rogóżniker Breccie.

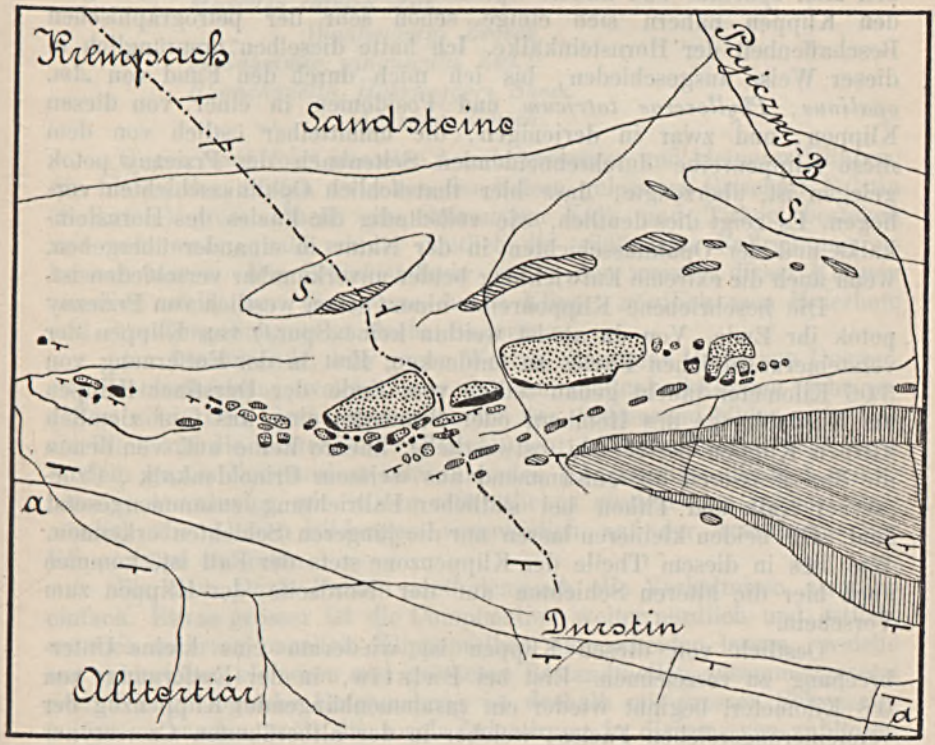
Die Zusammensetzung und die Lage der kleineren Klippen, welche die grosse Klippe auf der Südseite begleiten, ergibt sich am besten aus der beistehenden Zeichnung (Fig. 11). Die Gesetzmässigkeit im Baue ist hier mehrfach verdunkelt, es liegen mindestens theilweise Störungen vor, deren Natur sich nach den dürftigen Fragmenten, die heute vorliegen, kaum beurtheilen lässt. Immerhin sind wenigstens zwei lineare Klippenreihen vorhanden, deren identische Zusammensetzung zeigt, dass auch hier von einer allgemeinen Unregelmässigkeit nicht gesprochen werden kann.

Eine der Klippen, über welche der Weg von Krempach nach Durstin führt, enthält, trotzdem sie nur wenige Meter lang und nur

einige Schritte breit ist, zwei Partien von Ammonitenkalk und Tithon, abgeschnitten durch weissen Crinoidenkalk, ein Beweis, auf wie engem Raume sich Störungen im Baue der Klippen abspielen.

Die kurze Klippenreihe, die von hier in ostnordöstlicher Richtung gegen den Prziczny potok streicht, bietet nicht viel Bemerkenswerthes dar. Jene grössere, aus Crinoidenkalk im Norden, Czorsztyner Kalk und Tithon im Süden bestehende Klippe, die zwischen dem Wege Krempach-Durstin und dem westlichen Seitenbache des Prziczny potok

Fig. 11.



Kartenskizze der Durstiner Klippen, schliesst unmittelbar östlich an die Kartenskizze Fig. 8 an. Maassstab 1:25.000.

Die vertical schraffirten Flächen bedeuten Opalinus- und Posidonienschichten, die schräg schraffirten Hornsteinkalk, die punktirten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Ammonitenkalk und Tithon, die weiss gelassenen mit Ausnahme der massigen Sandsteine und des Alttertiärs cretacische Hüllschiefer. *aa* Südgrenze der Klippenzone.

gelegen ist, zeigt an ihrem östlichen Ende zwei kleine Verschiebungen gegen Norden. Oestlich von dem eben erwähnten Bache erhebt sich eine mächtige, 470 Meter lange Klippe, die durch ihre Grösse auffallend ist. Sie besteht fast nur aus Crinoidenkalk, nur auf ihrer Südseite sind unbedeutende Partien der jüngeren Kalke zu finden. Nördlich von dieser Klippe liegt eine ziemlich grosse Tithonklippe, deren Gestein in einzelnen Partien eine grosse Aehnlichkeit mit der Rogóżniker Breccie zeigt. Es besteht aus hellröthlichem, ziemlich mürbem und porösem

krystallinischem Kalk mit Molluskenschalen, namentlich Aptychen und geht in rosarothen Crinoidenkalk über.

Knapp südlich von den eben beschriebenen Klippen liegt eine Reihe von Klippen der Opalinusschichten, die ihres streng linearen Verlaufes wegen Beachtung verdient (Fig. 11). Die betreffenden Klippen sind nicht gross, erheben sich auch nicht sehr auffallend über das flache Terrain der Klippenhülle und sind daher leicht zu übersehen. Die erste liegt westlich vom Wege Durstin-Krempach. Sie besteht aus den typischen Fleckenmergeln der Opalinusschichten und führt nicht selten den *Am. opalinus* und andere Species. Von den weiter östlich folgenden Klippen nähern sich einige schon sehr der petrographischen Beschaffenheit der Hornsteinkalke. Ich hatte dieselben ursprünglich in dieser Weise ausgeschieden, bis ich mich durch den Fund von *Am. opalinus*, *Phylloceras tatricum* und Posidonien in einer von diesen Klippen, und zwar in derjenigen, die unmittelbar östlich von dem diese Klippenreihe durchschneidenden Seitenbach des Prziczny potok gelegen ist, überzeugte, dass hier thatsächlich Opalinusschichten vorliegen. Es zeigt dies deutlich, wie vollständig die Facies des Hornsteinkalks und der Opalinusschichten in der Natur in einander übergehen, wenn auch die extreme Entwicklung beider unverkennbar verschieden ist.

Die beschriebene Klippenreihe nimmt schon westlich von Prziczny potok ihr Ende. Von da ab ist weithin keine Spur[1]) von Klippen der versteinerungsreichen Facies zu entdecken. Erst in der Entfernung von 3·06 Kilometer taucht genau östlich vom Ende der Durstiner Klippen am Nordabhange des Homberg oder Braniszko eine aus fünf ziemlich kleinen Klippen bestehende, ostwestliche, lineare Reihe auf, von denen die drei grösseren übereinstimmend aus weissem Crinoidenkalk , Czorsztyner Kalk und Tithon bei südlicher Fallrichtung zusammengesetzt sind. Die beiden kleineren lassen nur die jüngeren Schichten erkennen. Wie dies in diesem Theile der Klippenzone stets der Fall ist, kommen auch hier die älteren Schichten auf der Nordseite der Klippen zum Vorschein.

Oestlich von diesen Klippen ist wiederum eine kleine Unterbrechung zu verzeichnen. Erst bei Falstin, in der Entfernung von 0·8 Kilometer, beginnt wieder ein zusammenhängender Klippenzug der versteinerungsreichen Facies, welcher in der altberühmten Czorsztyner Klippe sein östliches Ende erreicht und zu den interessantesten und geologisch wichtigsten Theilen der ganzen Klippenzone gehört. Gleich bei Beginn, südlich vom Dorfe Falstin, schwenkt die Klippenreihe quer auf die Richtung des allgemeinen Streichens gegen Nordnordost, biegt dann in einem regelmässigen Bogen gegen Osten, oder genauer gesagt Ostsüdost, um endlich vor Czorsztyn wiederum gegen Ostnordost abzulenken.

Schon die erste, südliche Klippe des Falstiner Zuges (vergl. Fig. 12) zeigt die Veränderung des Streichens durch die deutlich südöstliche Fallrichtung ihrer tithonischen Schichten an. Dasselbe ist bei der nördlich

[1]) Die betreffende Gegend ist allerdings stark bewaldet und daher ein Uebersehen nicht ganz ausgeschlossen. Jedenfalls könnte es sich nur um ganz vereinzelte Vorkommnisse handeln, welche die Thatsache der Unterbrechung der Klippenreihe nicht wesentlich alteriren.

folgenden Klippe zu beobachten, welche bei ungefähr 320 Meter Länge eine Breite von 200 Meter aufweist. Die Schichtköpfe sind an dem steil ansteigenden, nordwestlichen Rande zu sehen, während gegen Südosten mit geringem Neigungswinkel breite Schichtflächen abfallen, auf denen man tithonische Fossilien, namentlich Brachiopoden, in Menge sammeln kann. Nach kurzem Sammeln konnten im hellrothen Kalk folgende Arten gefunden werden:

Terebratula diphya Col.
„ *Bouéi Zeusch.*
Megerlea tatrica Zitt.
„ *Wahlenbergi Zeusch.*
Waldheimia pinguicula Zitt.
Rhynchonella Hoheneggeri Suess.
„ *Agassizi Zeusch.*

Gegen Nord folgt nun eine Anzahl grösserer und kleinerer Klippen, die bis zu der, mitten zwischen den Felsen gelegenen Ortschaft Falstin (Falkstein) grösstentheils aus Czorsztyner Kalk und Tithon bestehen und bald mehr, bald minder deutlich die südöstliche Fallrichtung erkennen lassen. Die Schichtstellung ist bei den meisten dieser Klippen ziemlich steil, nur die grosse breite Klippe nördlich vom Meierhofe und ihre Umgebung zeigt flache Lagerung.

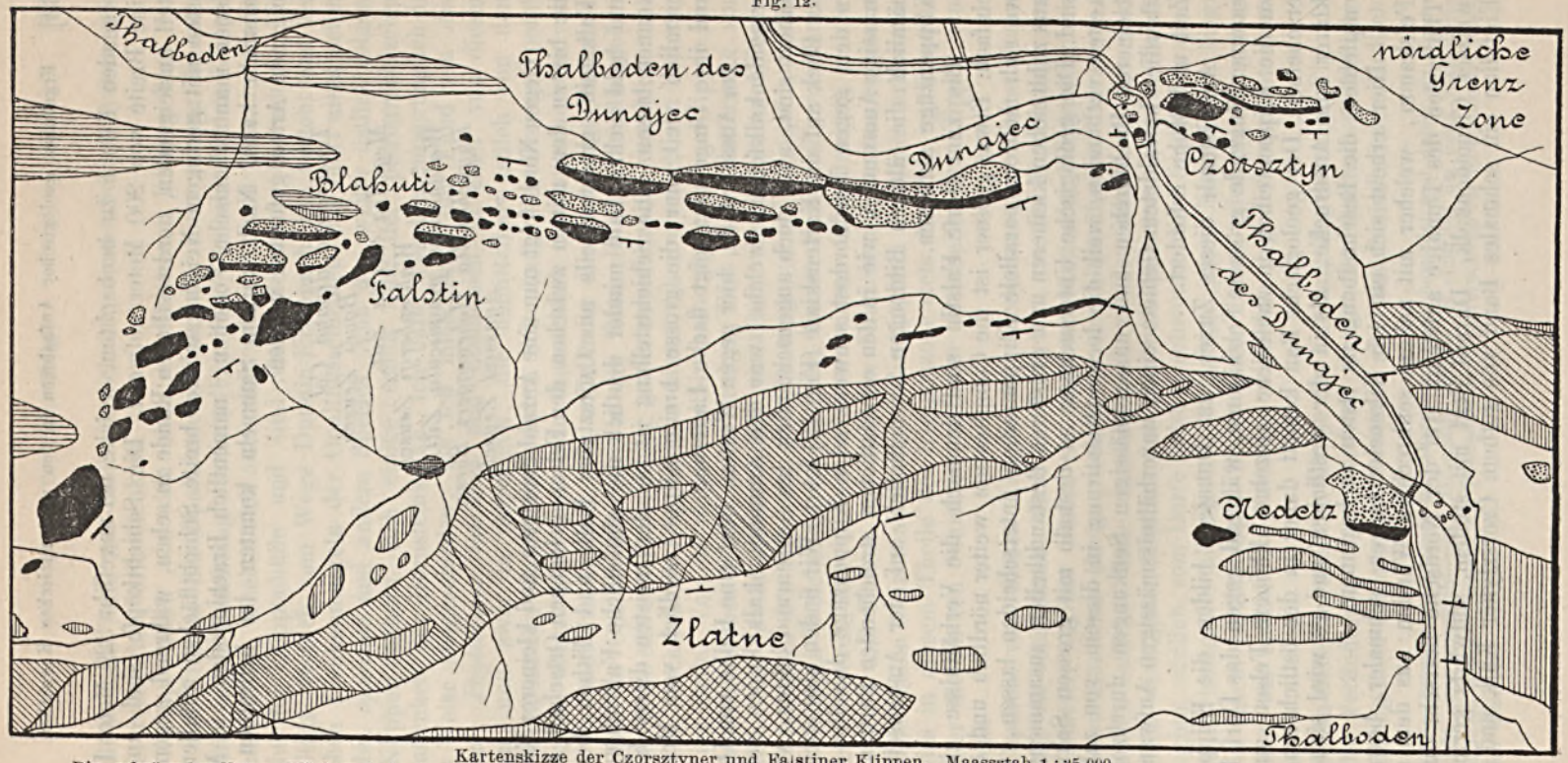
Am Aussenrande, hier gegen Westen, liegt eine Reihe von Doggercrinoidenkalkfelsen, welche zwar den Ammonitenkalkklippen sehr genähert sind, aber doch augenscheinlich den Aussenrand bilden, wie dies ein Blick auf die Kartenskizze (Fig. 12) lehrt. Wir finden also auch hier, in dem gegen Nordnordost schwenkenden Klippenzuge dieselbe gesetzmässige Anordnung, wie in den ostwestlichen streichenden Partien, dass nämlich die älteren Bildungen vornehmlich auf der Aussenseite der Klippenzüge auftreten.

Bis zum Dorfe Falstin sind demnach die Verhältnisse ziemlich einfach. Etwas grösser ist die Complication weiter nördlich und östlich, wo sich mehrere parallele Klippenreihen unterscheiden lassen, welche aus zahlreichen kleineren und grösseren Bestandtheilen zusammengesetzt sind. Die geologische Untersuchung ist deshalb mit grossen Schwierigkeiten verbunden, weil die locale Orientirung in diesem, von zahllosen kleineren Bachfurchen und unregelmässigen Senkungen durchzogenen, überdies bewaldetem Gebiete einen unverhältnissmässigen Aufwand von Zeit und Mühe erfordert.

Am Ostende dieses Zuges, am Dunajec, bilden die Klippen zusammenhängende grössere Felskämme, während gegen das Dorf Falstin zu die Klippenreihen in zahlreiche einzelne, kleinere Felsen aufgelöst erscheinen. Der geologische Bau kommt daher in der östlicheren Partie klarer zum Ausdrucke, als in der westlichen und es wird sich daher empfehlen, die Beschreibung im Osten zu beginnen.

Hier erhebt sich ein 1·5 Kilometer langer, schmaler, bewaldeter Felskamm, welcher mit nahezu senkrechten Wänden aus dem ebenen Thalboden des Dunajec aufsteigt. Auf der Nordseite herrscht durchaus weisser Crinoidenkalk. Darauf liegt mit steilem, südwärts gerichtetem Einfallen ein schmales Band von rothem Czorsztyner Kalk und hellem

Fig. 12.



Kartenskizze der Czorsztyner und Falstiner Klippen. Maassstab 1 : 25.000.

Die schrägschraffirten Flächen bedeuten Opalinus-, Murchisonae- und Posidonienschichten, die verticalschraffirten Hornsteinkalk, die punktirten Doggercriboidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die horizontalschraffirten cretacische massige Sandsteine und Conglomerate. die schräggekreuztschraffirte Fläche Eocänsandstein, die verticalgekreuztschraffirte Fläche Andesit, die weissgelassenen Flächen mit Ausnahme des Dunajec-Alluviums und der nördlichen Grenzzone cretacische Hüllschiefer und schieferige Sandsteine.

Tithonkalk, welches am Ostende des Falstiner Klippenkammes gegen Ostnordost, genau auf die Czorsztyner Klippengruppe zustreicht. Weiter westwärts dagegen biegen die Schichten allmälig gegen Westnordwest um. Der Crinoidenkalk wird in derselben Richtung immer schmäler, was aber augenscheinlich nur der Abwaschung durch den Dunajec zuzuschreiben ist. Da, wo der Dunajec, vom linken Ufergehänge herkommend, an den Klippenkamm herantritt, ist die Zone des Crinoidenkalks so schmal, dass sie nur am Fusse der Klippe, am Flussufer selbst constatirt werden kann, die ansteigenden Felswände bestehen aus Ammonitenkalk und Tithon.

Wenn man das aus Ammonitenkalk und Tithon bestehende Band genauer verfolgt, so findet man, dass es nicht ununterbrochen fortläuft, sondern an zwei Stellen eine kleine Horizontalverschiebung gegen Süden erlitten hat. Durch die hierdurch entstandenen Verticalklüfte finden zwei kleine, zwischen den Klippen entspringende Wasseradern ihren Abfluss zum Dunajec. Die eine dieser Verschiebungsklüfte befindet sich gerade da, wo der Dunajec an den Klippenkamm herantritt, die zweite ungefähr 480—500 Meter weiter westlich. Die erstere ist besonders klar erkennbar. Auf der Ostseite der Kluft sieht man unten weissen Crinoidenkalk und darüber Ammonitenkalk und Tithon, während auf der Westseite derselben in der unmittelbaren Fortsetzung des Tithons nur weisser Crinoidenkalk zu sehen ist und die rothen Kalke erst weiter südlich zum Vorschein kommen.

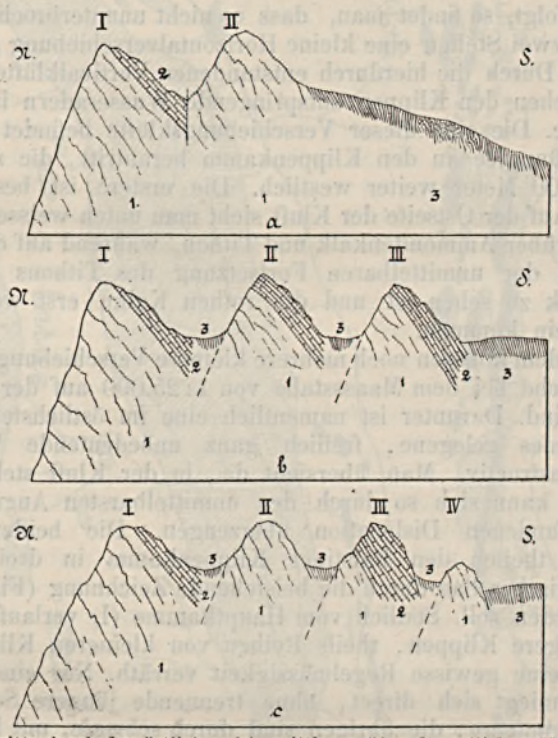
Ausserdem konnten noch mehrere kleinere Verschiebungen constatirt werden, welche bei dem Maassstabe von 1:25.000 auf der Karte nicht darstellbar sind. Darunter ist namentlich eine im östlichsten Theile des Klippenkammes gelegene, freilich ganz unbedeutende Verschiebung besonders instructiv. Man übersieht da, in der Kluft stehend, beide Wände und kann sich so durch den unmittelbarsten Augenschein von der stattgefundenen Dislocation überzeugen. Die beiden Hauptverschiebungen theilen den Falstiner Klippenkamm in drei Abschnitte, deren geologischer Bau durch die beistehende Zeichnung (Fig. 13, *a*, *b*, *c*) erläutert werden soll. Südlich vom Hauptkamme (I) verlaufen nun theils einzelne längere Klippen, theils Reihen von kleineren Klippen, deren Anordnung eine gewisse Regelmässigkeit verräth. Nur eine von diesen Klippen schmiegt sich direct, ohne trennende jüngere Schichten, an den Hauptkamm an; die übrigen sind durch schmale, mit Hüllschiefern erfüllte Zwischenräume von einander und vom Hauptkamme getrennt. Die an den letzteren unmittelbar anstossende Klippe befindet sich im östlichen Abschnitte (Fig. 13 *a*) und besteht der Hauptmasse nach aus weissem Crinoidenkalk, nur auf der Südwestseite liegt eine kleine, leicht übersehbare Partie von Ammonitenkalk oder Tithon in unklaren Lagerungsverhältnissen.

Südlich vom mittleren Abschnitte des Hauptkammes (Fig. 13, *b*) folgt in geringer Entfernung gleichlaufend mit dem ersteren, ein zweiter langer Kamm (II), welcher ebenfalls auf der Nordseite aus weissem Crinoidenkalk, auf der Südseite aus Ammonitenkalk und Tithon besteht. Am Ostende desselben ist der weisse Crinoidenkalk kaum nachweisbar, erhält aber westwärts eine ansehnliche Breite. Noch weiter südlich befindet sich ein dritter Parallelkamm (III), der wiederum denselben

Bau erkennen lässt, nur ist hier der Ammonitenkalk und das Tithon noch stärker entwickelt. Wir haben also hier eine dreimalige Wiederholung der Schichtreihe bei gleichbleibender Fall- und Streichungsrichtung zu constatiren (Fig. 13, *b*).

Oestlich und westlich von den Hauptklippen des mittleren Abschnittes sind mehrere Nebenklippen vorhanden, deren Anordnung im Allgemeinen mit den ersteren übereinstimmt. Oestlich von der mittleren Hauptklippe (vergl. Fig. 12) befindet sich eine kleinere Klippe, welche dieselbe Zusammensetzung und Lagerung zeigt, jedoch um ein Geringes gegen Norden

Fig. 13.



Durchschnitte durch den östlichen *(a)*, mittleren *(b)* und westlichen Theil *(c)* des Falstiner Klippenkammes.

1. Doggercrinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk und Tithon.
3. Cretacische Hüllschiefer.

verschoben erscheint. Ferner schliessen hier drei Klippen aus Ammonitenkalk und Tithon an, welche genau in der Richtung des Streichens aufeinanderfolgen und südliche Fallrichtung zeigen. Eine Klippe von Ammonitenkalk liegt etwas weiter südlich. Auch an die südliche Hauptklippe dieser mittleren Partie schliesst sich östlich eine kleine Nebenklippe mit übereinstimmender Lagerung an. Nach Westen hin liegen dem Hauptstreichen parallel zwei Klippen von Ammonitenkalk, deren Streichungslinie ungefähr in den Raum zwischen die mittlere und die südliche Hauptklippe hineinfällt.

Der westliche Abschnitt des Falstiner Kammes endlich ergibt eine noch reichere Klippenentwicklung (Fig. 13, *c*). Südlich vom Hauptkamme (I) liegt zunächst eine langgestreckte Klippe von Crinoidenkalk (II) und südlich von dieser eine Klippe von Crinoiden-, Ammonitenkalk und Tithon (III). Beide verlaufen wiederum streng parallel dem Hauptstreichen.

Südlich vom Westende des dritten Parallelkammes (III) kommt nochmals eine Klippe von weissem Crinoidenkalk zum Vorschein neben welcher sich westlich eine zweite kleine Klippe befindet, die neben Crinoidenkalk auch die oberjurassischen Kalke erkennen lässt. Man muss daher das Vorhandensein einer vierten Parallelscholle annehmen (IV). Während also die östlichste Partie eine zweimalige und die mittlere eine dreimalige Wiederholung der Schichtfolge zeigt, hätten wir in der westlichen Partie gar eine viermalige Wiederholung zu constatiren.

Westlich vom Westende des Hauptkammes treten nun an Stelle der grösseren Klippen Reihen von kleineren Felsen auf, welche noch immer dem Hauptstreichen streng parallel verlaufen und südliche Fallrichtungen erkennen lassen. Wie aus der Kartenskizze hervorgeht, auf welche ich diesbezüglich verweisen muss, gehören auch in diesem Theile benachbarte Klippen demselben Gliede der Juraschichtfolge an.

Oestlich von dem Wege, der von Falstin in nördlicher Richtung zu der kleinen Häusergruppe im Thalboden des Dunajec führt, erscheinen wieder zwei grössere Klippen, deren Streichen noch immer mit dem des Hauptkammes übereinstimmt und die in regelmässiger Weise aus Crinoidenkalk auf der Nord-, Ammonitenkalk und Tithon auf der Südseite zusammengesetzt sind. Die Falstiner Klippenreihe hat hier ihre grösste Breite und es tritt hier offenbar eine noch oftmaligere Wiederholung der Schichtfolge ein, die aber in Folge der weit vorgeschrittenen Zerstückelung der Klippenkämme nicht mit Bestimmtheit fassbar ist.

Westlich von dem erwähnten Wege erscheint die Zone der Falstiner Klippen um ein Beträchtliches nach Süden gerückt, es ist aber im Allgemeinen derselbe Bau erkennbar. Die nördlichste Klippe besteht hier in der Gegend Blahuti aus einem langen Kamme, der in derselben Weise, wie der Hauptkamm auf der Nordseite die älteren, auf der Südseite die jüngeren Sedimente bei südlicher Fallrichtung hervortreten lässt.

Südwärts taucht eine zweite und eine dritte Zone von demselben Baue und derselben Zusammensetzung auf, so dass auch hier eine dreimalige Wiederholung der Schichtfolge stattfindet. Die zweite Zone besteht aus drei ziemlich lang gestreckten Klippen, von denen die westliche schon deutlich eine Schwenkung gegen Südwest erkennen lässt. Die dritte äusserste Zone besteht ebenfalls aus drei Klippen, von denen aber eine nur aus Crinoidenkalk besteht und nördlich von den beiden anderen gelegen ist.

Die mittlere Zone ist es, an welche sich jene bereits erwähnten Crinoidenkalkklippen enge anschliessen, welche den nach Nordnordwest schwenkenden Theil des Falstiner Zuges nach Aussen begleiten, die äussere und die innere Zone finden keine selbstständige Fortsetzung. Von der letzteren gegen Süden, Südost und Ost liegt eine Anzahl Klippen aus Czorsztyner Kalk und Tithon, deren Schichten gegen Süd-

ost flach abfallen und der Schwenkung des ganzes Zuges entsprechend nach Nordost streichen. Die Vertheilung und Lage dieser Klippen, sowie die Lage der kleinen Nebenklippen, welche die Hauptklippen der beschriebenen drei Zonen begleiten, geht aus der Karte hervor.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass der Falstiner Klippenzug nach demselben Typus gebaut ist, wie die bisher beschriebenen Reihen. Wodurch er sich aber vor allen übrigen auszeichnet, ist die massigere und mehr zusammenhängende Entwicklung der Parallelschollen, die in Folge dessen einen besseren Einblick in den geologischen Bau gewähren. Dass die mehrfache Wiederholung der Schichtfolge wahrscheinlich auf einfache Parallelverwerfungen zurückzuführen ist, wie die Profilzeichnung (Fig. 13) andeutet, wird im tektonischen Theile begründet werden.

Ungefähr 350 Meter südlich vom Falstiner Klippenkamme verläuft eine zweite kleinere Klippenreihe in ungefähr paralleler Richtung von Westsüdwest nach Ostnordost (Fig. 12). Sie besteht aus 7 meist schmalen, langgestreckten Felsstreifen von rothem Czorsztyner Kalk, welche das Ostende des Falstiner Baches begleiten. Die östlichste, zugleich längste reicht fast bis an den Thalboden des Dunajec. An ihrem östlichen Ende ist ein deutliches, wenn auch schwaches Umbiegen der Streichungsrichtung zu beobachten, welche aus Ostnordost in Ost übergeht. Das Einfallen der rothen Czorsztyner Kalke dieser Klippen ist südlich, während die Hüllschichten in dieser Gegend in einiger Entfernung von den ersteren gegen Norden einschiessen. Den Dunajec überschreitet diese unbedeutende Klippenreihe nicht, auf der polnischen Seite des Flusses ist keine Klippe bekannt, die als Fortsetzung derselben zu deuten wäre.

Die Klippen von Czorsztyn (Fig. 12, Fig. 14—19, Taf. VI.) Der oben beschriebene Falstiner Klippenkamm biegt an seinem östlichen Ende deutlich gegen Ostnordost, gegen die altberühmte Klippengruppe von Czorsztyn um. Er endet an der Diluvialterrasse des Dunajec; auf eine kurze Strecke erscheint der Klippenzug denudirt und von Terrassendiluvium bedeckt, doch schon am Rande der Terrasse, nahe dem Dunajecufer, tauchen zwei kleine Klippen von Czorsztyner Kalk und Tithon hervor, welche mit einer kleinen, aus dem Flussbette des Dunajec aufragenden Klippe die Verbindung mit der Czorsztyner Gruppe herstellen. Diese letztere ist demnach nichts Anderes, als die unmittelbare Fortsetzung des Falstiner Klippenkammes.

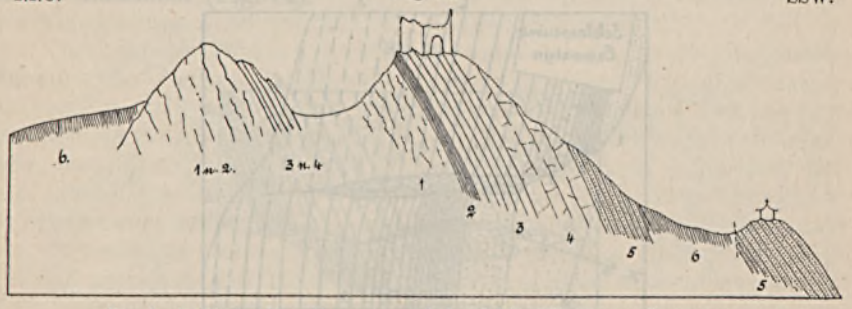
Kein Theil der Klippenzone hat so viele und eingehende Beschreibungen erfahren, wie Czorsztyn. Der historische Ruf dieser pittoresken Oertlichkeit, welche schon in den Zwanziger- und Dreissiger-Jahren, namentlich von Zeuschner in die Literatur eingeführt wurde, ihre verhältnissmässig leichte Zugänglichkeit, die reiche Fossilführung und die Klarheit der Aufschlüsse, haben die Forscher seit jeher zur besonderen Bevorzugung derselben veranlasst. Ausser den älteren Geologen haben E. Suess, Stur, v. Mojsisovics, v. Hauer, Stache, Neumayr, Kreutz und v. Alth diese Localität besucht und näher beschrieben und es liegt uns auch eine Reihe von graphischen Darstellungen darüber vor. So verdanken wir E. Suess ein vorzügliches, landschaftlich gehaltenes Profil, während Hauer und Kreutz geo-

logische Durchschnitte der Schlossklippe entworfen haben. Neumayr endlich führt die landschaftliche Erscheinung der Schlossklippe in seiner Erdgeschichte nach einer Photographie in sehr gelungener Weise vor.

Die meisten der bisherigen Beschreibungen beschränken sich auf jene besonders auffallende Klippe, welche die Ruine des alten Czorsztyner (ehemals Zornsteiner) Schlosses trägt und die ich hier als Schlossklippe bezeichne. Eine genaue Begehung des Czorsztyner Terrains hat gezeigt, dass unsere Kenntniss desselben, trotz der vielen Bearbeitungen, noch immer mangelhaft ist und es waren nicht nur in der Umgebung der Schlossklippe, sondern auch an dieser selbst bisher unbekannte Details zu beobachten, welche für die Auffassung der Klippen von Bedeutung sind.

Ich beginne mit der Beschreibung der Schlossklippe (Taf. VI), welche bei einer Länge von 220 und einer Breite von circa 85 Meter in ihrer äusseren Form als Typus einer Klippe gelten kann. Zu der Schicht-

NNO. Fig. 14. SSW.



Durchschnitt des Hauptkammes und der Schlossklippe von Czorsztyn.

1. Weisser Crinoidenkalk.
2. Rother Crinoidenkalk.
3. Czorsztyner Kalk.
4. Hellrother und weisser Tithonkalk.
5. Dunkelrother, schieferiger Tithoncrinoidenkalk.
6. Rothe Schiefer und graue Fleckenmergel der obercretacischen Klippenhülle.

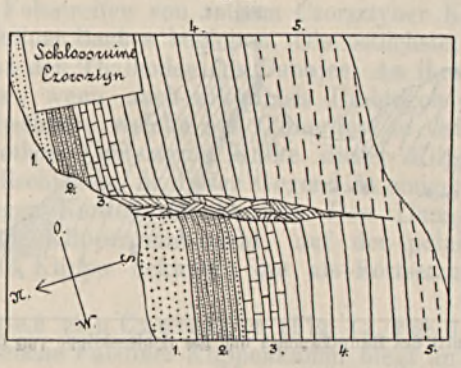
folge, wie sie durch die bisherigen Arbeiten festgestellt wurde, ist kaum etwas hinzuzufügen. Das liegendste Glied bildet der weisse Crinoidenkalk (Fig. 14), darüber folgt der dünngeschichtete rothe Crinoidenkalk, der Czorsztyner Kalk und endlich das Tithon, dessen untere Partie aus hellrothem, ammonitenführendem Kalk und hellem, ziemlich mürbem Brachiopodenkalk besteht, während die obere aus dunkelrothem, schieferigem, dünnplattigem Crinoidenkalk zusammengesetzt ist, welcher von dem Doggercrinoidenkalk wohl zu unterscheiden ist. Das Einfallen ist mit circa 80 Grad nach Südsüdwest gerichtet. Der weisse Crinoidenkalk tritt auf der Nord- oder, genauer gesagt, Nordnordostseite hervor und von ihm fallen mit regelmässigen, wohl geschichteten Bänken (vergl. Fig. 14) die jüngeren Bildungen ab. Die Schlossklippe zeigt demnach ganz denselben charakteristischen Bau, wie die Klippen der Krempacher, Neumarkter und Falstiner Gegend.

Wenige Meter westlich von der Ruine ist eine sehr auffallende Querverschiebung zu verzeichnen, welche auch auf den bisherigen Ab-

bildungen erkennbar ist. Der westlichere Theil der Klippe ist um ungefähr 15 Meter weiter nach Süden verschoben, als die Scholle der Schlossruine. Die Verschiebungskluft ist im nackten Felsen ausserordentlich klar erkennbar (Fig. 15 u. 17), ihre Breite beträgt ungefähr 1 Meter, ihr Einfallen ist mit ungefähr 80 Grad gegen Ostsüdost gerichtet, das Streichen verläuft von Nordnordost gegen Südsüdwest. Die Kluft selbst ist mit zermalmten und geschleppten Partien von Czorsztyner Kalk erfüllt. Nach Süden zu verschmälert sich die Verschiebungskluft, deren letzte Spuren sich in den tithonischen Schichten allmälig verlieren. Sowohl in der, im Jahre 1860 aufgenommenen Skizze von Suess, wie auch in der Abbildung in Neumayr's Erdgeschichte und in dem hier beigegebenen Lichtdruck (Taf. VI) tritt diese Dislocation deutlich hervor.

Eine noch bedeutendere Verschiebung ist am äussersten Westende der Schlossklippe zu beobachten (Fig. 16). Hier wird die aus rothem

Fig. 15.



Querverschiebung auf der Westseite der Czorsztyner Ruine.

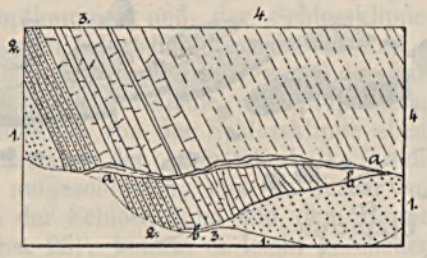
1. Weisser Crinoidenkalk.
2. Rother Crinoidenkalk.
3. Czorsztyner Kalk.
4. Hellrother Kalk } Tithon.
5. Brachiopodenbreccie }

Die Breite der Kluft wurde im Verhältniss zur Grösse der Verschiebung etwas zu gross gezeichnet.

Crinoidenkalk, Czorsztyner Kalk und Tithon bestehende Schichtfolge von einer nach Südwesten streichenden Kluft (Fig. 16, *a a*) durchsetzt, deren Einfallen mit 65 Grad ungefähr ostwärts gegen die Klippe zu stattfindet. Mit dieser Kluft schaart sich eine zweite Verschiebungskluft (*b b*), welche steil nach Ostsüdost einfällt und den weissen Crinoidenkalk, der das Liegende der ganzen Schichtfolge bildet, aber im westlichen Theile der Klippe anstehend nicht hervortritt, zum Vorschein kommen lässt. Der durch die Schaarung dieser beiden Klüfte gebildete Raum ist auch hier durch zerstückelte und zermalmte Partien von Czorsztyner Kalk erfüllt. — Diese letzteren Verschiebungen sind auf der Abbildung der „Erdgeschichte" nicht zu erkennen, da diese Stelle auf dem Bilde durch einen noch später zu erwähnenden Felsen von weissem Crinoidenkalk gedeckt erscheint, wohl aber auf dem Lichtdrucke Taf. VI.

Die Schlossklippe wird von rothen Schiefern und grauen und grünlichen Fleckenmergeln umgeben, welche an der Kaiserstrasse und an dem von der Kaiserstrasse um die Schlossklippe herum in das Dorf führenden Wege sehr gut aufgeschlossen sind. Sie fallen steil südlich ein und werden später noch eingehender besprochen werden. Südlich von der Schlossklippe befinden sich am Rande des Thalbodens, nahe den Wirthschaftsgebäuden des Edelhofes drei kleinere Klippen, welche aus demselben dunkelrothen, schieferig plattigen Crinoidenkalk bestehen, welcher den hangendsten Theil des Tithons der Schlossklippe bildet. Dieser Crinoidenkalk geht auf derjenigen von diesen Klippen, welche eine Art chinesischen Pavillon trägt, in rothen, weissgeaderten Kalkstein und dieser in hellrothen Breccienkalk über. Zwischen den tithonischen Schichten der Schlossklippe und den südlich davon gelegenen kleinen Klippen besteht ein Zusammenhang, wie dies das Profil v. Hauer's angibt, oberflächlich nicht, da sich eine Zone von Hüllschiefern zwischen die beiden gleichsinnig fallenden Partien des dunkelrothen Crinoidenkalkes einschiebt (Fig. 14).

Fig. 16.



Querverschiebungen am Westende der Schlossklippe von Czorsztyn.

1. Weisser Crinoidenkalk.
2. Rother Crinoidenkalk.
3. Czorsztyner Kalk.
4. Tithonkalk.

aa, *bb* Verschiebungsklüfte.

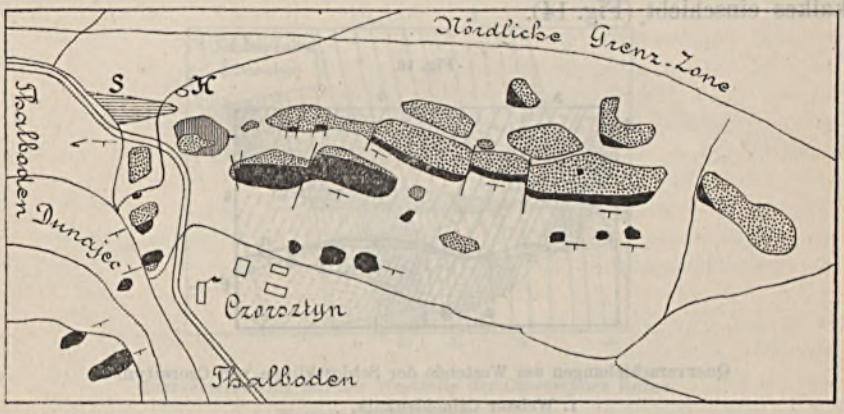
Nördlich und östlich von der Schlossklippe erhebt sich die Hauptklippe der Czorsztyner Gruppe, welche einen schmalen, auf ungefähr 570 Meter ununterbrochen verfolgbaren Felskamm bildet (Fig. 17). Die Nordseite desselben besteht der Regel gemäss aus weissem Crinoidenkalk, während auf der Südseite ein schmales, steil einfallendes Band von Czorsztyner Kalk zu beobachten ist. Der Tithonkalk, welcher in der Schlossklippe so mächtig entwickelt ist, scheint hier sehr schwach zu sein oder gänzlich zu fehlen. Ebenso ist die Mächtigkeit des Czorsztyner Kalkes geringer als bei der Schlossklippe. Am Ostende des Hauptkammes streichen die Schichten fast ostwestlich, wenden sich aber bei Annäherung an die Schlossklippe gegen Westnordwest, um am Westende abermals eine ungefähr ostwestliche Richtung anzunehmen. Auch der Hauptkamm zeigt ähnliche Verschiebungen, wie die Schlossklippe. Wo der Hauptkamm am niedrigsten und unscheinbarsten ist, erscheint eine kleine, von zwei parallelen, ungefähr senkrecht zum Streichen gelegenen Klüften begrenzte Partie desselben ziemlich weit

nach Norden geschoben. Westlich davon läuft der Kamm ununterbrochen bis zur Schlossklippe.

In der Gegend nördlich vom östlichen Theile der Schlossklippe erscheint das schmale Band von Czorsztyner Kalk und Tithon auf der Südseite des Hauptkammes durch weissen Crinoidenkalk scharf abgeschnitten. Es ist also hier eine Verschiebung gegen Süden zu constatiren. Wenige Schritte weiter westlich dagegen dürfte wieder eine Dislocation im entgegengesetzten Sinne stattgefunden haben, da man daselbst am Südrande des Hauptkammes eine kleine Partie von rothem Kalke sieht, dessen Lagerung leider etwas unklar ist.

Noch weiter westlich weist der Hauptkamm scheinbar eine kleine Unterbrechung auf, die aber wohl nur oberflächlich ist, und der westlichste Theil endlich bildet nicht mehr einen einheitlichen, scharf hervortretenden Kamm, wie der mittlere und östliche, sondern stuft sich all-

Fig. 17.



Detailkarte der Czorsztyner Klippen, im Maassstabe von 1 : 12.500.

Die punktirten Flächen entsprechen dem weissen und rothen Doggercrinoidenkalk, die schwarzen dem Czorsztyner Kalk und Tithon, die verticalgestreiften den Opalinus- und Murchisonaeschichten, die weissgelassenen mit Ausnahme des Dunajec-Alluviums und der nördlichen Grenzzone der obercretacischen Klippenhülle. *S* deutet die Lage der massigmürben Sandsteine der Klippenhülle, *H* einen Hornsteinkalkeinschluss an.

mälig bis zum völligen Verschwinden unter der Schieferhülle ab. Man sieht hier an zwei Stellen Spuren der jüngeren rothen Kalke, leider schlecht aufgeschlossen. Es hat aber den Anschein, als ob hier wieder sehr starke Horizontalverschiebungen vorlägen, ähnlich wie am äussersten Westende der Schlossklippe.

Nördlich vom Hauptkamme liegen zwei grössere, langgestreckte und eine kleine Klippe aus weissem Crinoidenkalk, die nur durch eine, ein paar Schritte breite Einsenkung vom Hauptkamme getrennt sind und jedenfalls mit letzterem eine gemeinsame Masse bilden. Ob in der Einsenkung Hüllschiefer anstehen, vermag ich nicht mit Sicherheit zu behaupten, nach Analogie mit anderen Klippen ist dies wahrscheinlich. Westlich vom zerstückelten Westende der Hauptklippe ragt an die Kaiserstrasse angrenzend, aber östlich von dieser, ein kleiner Felsen aus weissem Crinoidenkalk hervor, welcher auf der Abbildung in Neu-

mayr's Erdgeschichte und auf Tafel VI im Vordergrunde sichtbar wird. Im Umkreise dieser Klippe beobachtet man schwarze Schiefer und Thone, unter denen an einer Stelle an der zum Kalkofen führenden Strasse helle Fleckenmergel mit den Versteinerungen der Opalinusschichten zum Vorschein kommen. Die schwarzen Schiefer im unmittelbaren Liegenden des weissen Crinoidenkalkes dürften daher den Murchisonaeschichten angehören, mit denen sie auch petrographisch die grösste Aehnlichkeit haben.

Die bisherigen Darstellungen von Czorsztyn versetzen die Opalinusschichten in das Liegende der Hauptklippe. Daselbst aber vermochte ich selbst mit der grössten Aufmerksamkeit keine Spur dieser Schichten zu entdecken. Es ist zwar kaum zu bezweifeln, dass Opalinusschichten in der Tiefe das Liegende des weissen Crinoidenkalkes des Hauptkammes bilden, umsomehr, als ja der beschriebene Crinoidenkalkfels, in dessen Umgebung der Opalinushorizont thatsächlich zu beobachten ist, wohl als Fortsetzung des Hauptkammes betrachtet werden kann. Auf der Oberfläche aber gehört Alles, was überhaupt unmittelbar nördlich von der Hauptklippe aufgeschlossen ist, der Klippenhülle an.

Ein anderer Fehler der bisherigen Darstellungen ist die Zusammenziehung des Hauptkammes und der Schlossklippe in eine Masse, während es doch zwei selbstständige Schollen sind. Diese Vereinigung würde nicht vorgenommen worden sein, wenn das Band von Ammonitenkalk, welches im östlichen Theile des Hauptkammes so deutlich ist, auch unmittelbar nördlich von der Schlossklippe ebenso klar entwickelt wäre. Gerade da ist aber der Ammonitenkalk förmlich zerstückelt und überdies schlecht aufgeschlossen, und da ferner an dieser Stelle der Abstand zwischen der Schlossklippe und dem Hauptkamme nur einige Meter beträgt (circa 25), konnte es leicht geschehen, dass der weisse Crinoidenkalk des Hauptkammes mit dem der Schlossklippe zusammengezogen wurde.

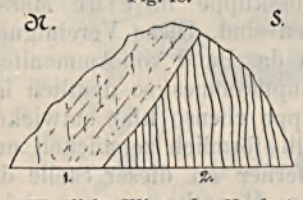
Dass der Hauptkamm und die Schlossklippe wirklich selbstständige Schollen sind, davon kann man sich am besten in der Gegend des Ostendes der Schlossklippe überzeugen, wo der von Osten herkommende Hauptkamm in der Nähe der Schlossklippe deutlich gegen Nordwest abschwenkt. Ein durch die östliche Partie der Schlossklippe quer auf das Streichen gelegter Schnitt (Fig. 14) trifft zuerst die aus Doggercrinoidenkalk und Ammonitenkalk bestehende Scholle des Hauptkammes, dann eine schmale Zone von Hüllschiefern und endlich die Schichtfolge der Schlossklippe. Es kann daher kein Zweifel sein, dass der Crinoidenkalk der Schlossklippe mit dem des Hauptkammes nicht eine zusammenhängende, einheitliche Masse bildet, sondern dass hier zwei selbstständige Schollen vorliegen. Ob im höchsten und schmalsten Theile der Einsattelung zwischen dem Hauptkamme und der Schlossklippe Hüllschiefer thatsächlich anstehend vorhanden sind oder nicht, lässt sich aus Mangel an Aufschlüssen nicht mit voller Bestimmtheit feststellen, es lässt sich nur nach Analogie mit anderen Fällen als wahrscheinlich bezeichnen.

Aehnlich, wie bei der Schlossklippe, liegen auch südlich vom Hauptkamme einige kleinere Klippen, und zwar südlich vom Ostende drei, in ungefähr ostwestlicher Richtung auf einander folgende Klippen, die aus rothem Ammonitenkalk und Tithon bestehen (Fig. 17). Die

Häuser des Dorfes Czorsztyn sind zumeist zwischen dem Hauptkamme und diesen kleineren Klippen angelegt. Etwas weiter südwestlich folgt eine grössere Klippe von weissem Crinoidenkalk. Ganz nahe am Ostende der Schlossklippe endlich ist ein nur wenige Meter umfassender kleiner Tithonfelsen und ein Vorkommen von schwarzen Schiefern erkennbar, welche nach ihrer petrographischen Beschaffenheit wohl als Murchisonaeschichten angesprochen werden müssen. Leider gelang es mir nicht, hier Fossilien aufzufinden. Die Lage dieser Schiefer zum Crinoidenkalk der Schlossklippe ist eine derartige, dass sie ganz gut die östliche Fortsetzung des Liegenden des letzteren bilden könnten.

Nordöstlich vom Hauptkamme befindet sich noch eine fernere Klippenreihe, welche aus drei, ungefähr in der Richtung von Nordwest nach Südost auf einander folgenden Klippen besteht. Die westlichste dieser Klippen zeigt auf der Südwestseite Czorsztyner Kalk mit steil aufgestellten Schichten, deren Köpfe abgeschnitten und von weissem Crinoidenkalk bedeckt erscheinen. Der letztere fällt gegen Nordost ab (Fig. 18). Die nächstfolgende Klippe hat eine hufeisen- oder hakenförmige Gestalt und besteht in der Hauptsache aus weissem Crinoidenkalk, nur auf der Südwestseite liegt eine kleine Partie von Ammonitenkalk und Tithon. Die letzte, östlichste Klippe dieser Reihe liegt östlich vom Hauptkamme. Sie hat eine ziemlich beträchtliche Ausdehnung und zeigt in der Mitte eine Einsenkung, die aber wohl nicht von Hüllschiefern bedeckt ist. Diese Klippe besteht grösstentheils aus weissem Crinoidenkalk, nur am südwestlichen Ende ist eine kleine Partie von blutrothem, breccienartigem, crinoidenreichem Kalkstein und hartem, splitterigem, rothgrauem Kalkstein mit rothen Hornsteinknauern in steiler Schichtstellung angelagert. Dieser Kalkstein enthält neben Ammonitendurchschnitten zahlreiche Diphyen, gehört also wohl dem Tithon an. An den Tithonkalk grenzt, in dem kleinen Graben am Westrande dieser Klippe gut aufgeschlossen, rother Hüllschiefer discordant an, dann folgt, ebenfalls an das Tithon anstossend, schwarzer, roth verwitternder Schiefer mit Thoneisensteinknauern, der hier zwar zur Klippenhülle gezogen wurde, nach seiner petrographischen Beschaffenheit aber auch den Murchisonaeschichten angehören könnte. Etwas weiter oben folgen Sandsteine, Conglomerate und helle Schiefer. Hieraus ergibt sich, dass in dieser nordöstlichen Klippenreihe nicht mehr jene Regelmässigkeit herrscht, welche den Hauptkamm und die Schlossklippe auszeichnet. Es sind hier complicirte tektonische Verhältnisse zu beobachten, deren Wesen sich nicht sicher beurtheilen lässt. Man dürfte kaum fehlgehen, wenn man diese drei Klippen als einer selbstständigen Scholle angehörig betrachtet.

Fig. 18.



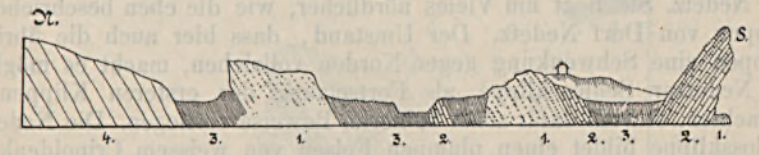
Westliche Klippe der Nordostreihe der Czorsztyner Klippen.
1. Doggercrinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk und Tithon.

Es bleiben nur noch einige kleinere Klippen zu besprechen übrig, welche westlich von der Kaiserstrasse, unmittelbar am Dunajec, gelegen sind (Fig. 19). Vom Norden her trifft man zunächst einen Crinoidenkalkfelsen an, welcher, knapp an der Strasse gelegen, sich als Fortsetzung jenes Crinoidenkalkfelsens darstellt, welcher von Murchisonae- und Opalinus-

schichten umgeben wird, obwohl beide Felsen durch Hüllschiefer von einander getrennt sind. Der weisse Crinoidenkalk dieser Klippe fällt nach Süden ein und unter demselben liegen, jedoch nicht die Schichten des untersten Doggers, sondern ungefähr 1 Meter helle Mergelschiefer, und unter diesen grobbankige Sandsteine (Fig. 19, 4), welche zu beiden Seiten der Strasse anstehen. Nach einem kurzen Zwischenraume, der mit später zu beschreibenden Hüllschiefern ausgefüllt ist, folgt weiter südlich, bei der Mündung des Baches, eine kleine Masse von Czorsztyner Kalk, welche wahrscheinlich nur einen grossen Block bildet, sodann eine Klippe, welche aus südlich fallendem Crinoidenkalk mit einer Decke von Czorsztyner Kalk und Tithon besteht. Südlich davon sind rothe Hüllschiefer erkennbar, aus welchen eine hohe, durch ihre äussere Form auffallende, in den Dunajec vorspringende Felswand aufragt. Es besteht diese zum grössten Theile aus steil nördlich fallenden fossilreichen Tithon- und Czorsztyner Kalken, nur am Fusse der Südwand dieser Klippe ist der Dogger in Form röthlicher Crinoidenkalke erkennbar.

Nimmt man an, dass die nördlichste der eben beschriebenen Klippen am Dunajecufer als Fortsetzung des Hauptkammes zu betrachten

Fig. 19.



Durchschnitt der am Dunajecufer gelegenen Klippen in Czorsztyn.

1. Doggercrinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk und Tithon.
3. Cretacische Hüllschiefer.
4. Massigmürbe Sandsteine der cretacischen Klippenhülle.

ist, dann wäre die mittlere als Fortsetzung der Schlossklippe aufzufassen und die südliche mit dem abnormen Nordfallen wäre als Andeutung einer besonderen südlichsten Scholle anzusehen. Vielleicht gehört die vereinzelte Crinoidenkalkklippe südlich vom Hauptkamme dieser südlichsten Scholle an. Auf den ersten Blick wird man vielleicht die Annahme, dass die drei Klippen westlich von der Kaiserstrasse die Fortsetzung der übrigen Klippenkämme bilden, nicht acceptabel finden, da die ersteren mehr nach Süden gerückt sind. Bei dem Umstande jedoch, dass sowohl der Hauptkamm, wie die Schlossklippe an ihrem Westende starke Verschiebungen gegen Süden erfahren haben, spricht die südlichere Lage der betreffenden Klippen eher für, wie gegen diese Annahme.

Die Czorsztyner Klippengruppe besteht demnach aus drei, vielleicht vier selbstständigen, nordsüdlich (genauer gesagt von Nordost nach Südwest) aufeinander folgenden Schollen, von denen die Scholle des Hauptkammes und die der Schlossklippe denselben regelmässigen Bau zeigen, wie die Falstiner Klippenreihen, die Neumarkter und Krempacher Klippen. Die drei Klippen der nordöstlichen Scholle zeigen dagegen sehr gestörte Lagerungsverhältnisse und die vierte, südlichste Scholle erscheint nur angedeutet. Querverschiebungen sind sowohl am Haupt-

kamme, wie namentlich an der Schlossklippe in ausgezeichneter Weise zu beobachten.

In der Czorsztyner Gruppe erreicht der so auffallend regelmässig gebaute, mächtige Falstiner Klippenzug sein östliches Ende. Er schneidet hier plötzlich ab, ohne eine weitere Fortsetzung nach Osten zu finden.

Südlich von Czorsztyn, in der Gegend von Dorf und Schloss Nedetz, setzt eine zweite Reihe von Klippen der versteinerungsführenden Facies an, welche an Bedeutung hinter der bisher beschriebenen weit zurücksteht. Nördlich vom Dorfe Nedetz liegen vier kleine Klippen, die zuerst in ostsüdöstlicher, dann in nordöstlicher Richtung aufeinander folgen und aus rothem Kalkschiefer im Wechsel mit rothem, kalkigem oder kieseligem Aptychenschiefer und Hornstein bestehen. Dass hier oberer Jura vorliegt, geht aus den zahlreichen Exemplaren von *Aptychus latus* und *imbricatus* und kleineren gestreiften Aptychen hervor, die hier vorkommen. Obwohl das Gestein lebhaft an die Ablagerungen der versteinerungsreichen Facies erinnert, so lässt sich doch eine gewisse Hinneigung zur Hornsteinkalkfacies nicht verkennen, ein neuerlicher Beweis, dass diese Bildungen in einander übergehen. Die Fallrichtung ist bei diesen Klippen nördlich.

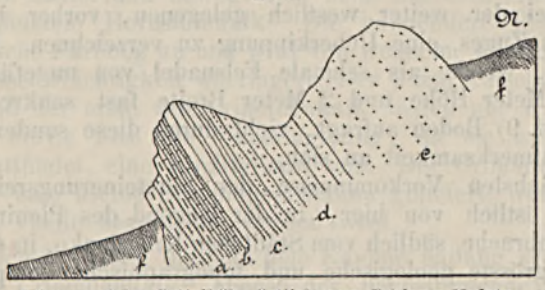
Das nächstöstliche Vorkommen dieser Reihe ist die Schlossklippe von Nedetz. Sie liegt um Vieles nördlicher, wie die eben beschriebenen Klippen von Dorf Nedetz. Der Umstand, dass hier auch die übrigen Klippen eine Schwenkung gegen Norden vollziehen, macht es möglich, die Nedetzer Schlossklippe als Fortsetzung der ersteren Klippen zu betrachten, obwohl dafür sonst keinerlei Beweise vorliegen. Die Nedetzer Schlossklippe bildet einen plumpen Felsen von weissem Crinoidenkalk, der in seiner nördlichen Partie in den Dunajec vorspringt und fast schichtungslos ist. Auf seiner Südseite trägt er ein undeutliches schmales Band der jüngeren Juraschichten. An die Schlossklippe schliessen sich die Felsen von weissem Crinoidenkalk, die südlich von der grossen Dunajecbrücke im Flussbette bei niedrigem Wasserstand sichtbar sind, enge an, dann folgt auf der polnischen Seite, im Thalboden gelegen eine kleine Klippe von rothem Kalk und endlich an dem sich östlich erhebenden Gehänge eine kleine Klippenreihe, deren Zusammensetzung und Lagerung nachstehende ist.

Es treten hier zwei mächtige Züge von Hornsteinkalken auf, deren später eingehend gedacht werden wird. Das Terrain dazwischen besteht aus den Schiefern und Sandsteinen der Klippenhülle und bildet der leichten Verwitterbarkeit dieser Schichten halber einen ziemlich tiefen Sattel. Aus diesem erheben sich nahe dem Scheitel des Sattels die zu beschreibenden Klippen der versteinerungsreichen Facies, von denen die grösste, vom Dunajecthal gesehen, eine auffallende Kegelform zeigt (Fig. 26 *Cr*). Dieselbe besteht aus weissem Crinoidenkalk und aus demselben Gestein ist eine östlich angrenzende und eine kleine, knapp südlich davon gelegene Klippe zusammengesetzt (Fig. 22). Im Sattel selbst, unmittelbar nördlich von der tiefsten Stelle desselben, erhebt sich die bemerkenswertheste dieser Klippen (Fig. 20). Sie zeigt, wie gewöhnlich, den Doggercrinoidenkalk auf der Nordseite, die jüngeren Czorsztyner Kalke auf der Südseite, allein das Einfallen ist nicht südlich, sondern nördlich, so dass man es also mit einer überkippten Scholle

zu thun hat. Die Basis derselben besteht aus dunkelrothem, knolligem Czorsztyner Kalk *(a)*, darauf liegt nach oben rother, dünnbankiger Hornsteinkalk und Hornstein *(b)*, der in dichten grauen Hornsteinkalk von gewöhnlicher Beschaffenheit übergeht. Dieser graue Hornsteinkalk *(c)* wird gegen oben späthig *(d)* und geht in feinkörnigen, dunkelgrauen, stark sandigen, wohlgeschichteten Crinoidenkalk über. Zu oberst bildet sich endlich typischer, weisser Crinoidenkalk aus *(e)*. Es liegt also bei dieser Klippe ein allmäliger Uebergang nicht nur von Czorsztyner Kalk in Hornsteinkalk, sondern auch von dem letzteren in Crinoidenkalk vor.

Unweit östlich davon befindet sich eine weitere, ziemlich umfangreiche Klippe, welche ebenfalls nördliche Fallrichtung und eine ähnliche Zusammensetzung, wie die vorherbeschriebene erkennen lässt. Die Basis besteht auch hier aus rothem Czorsztyner Kalk, der nach oben in Hornsteinkalk übergeht. Crinoidenkalk fehlt hier, der Hornsteinkalk ist jedoch mächtiger, als bei der westlich benachbarten Klippe. Auf der

Fig. 20.



Klippe auf der Sattelhöhe östlich vom Schlosse Nedetz.

a) Rother Czorsztyner Kalk.
b) Rother Hornsteinkalk und Hornstein.
c) Grauer Hornsteinkalk.
d) Späthiger Hornsteinkalk, übergehend in grauen, sandigen Crinoidenkalk.
e) Weisser Doggercrinoidenkalk.
f) Rothe Schiefer, Fleckenmergel und schieferige Sandsteine, Klippenhülle.

Karte erscheint diese Klippe als Czorsztyner Kalk, obwohl sie mit demselben Rechte auch als Hornsteinkalk hätte eingetragen werden können (Fig. 22).

Die weitere in den eigentlichen Pieninen gelegene Fortsetzung dieser Klippenreihe erweist sich als äusserst dürftig. So mächtig hier die Klippen der Hornsteinkalkfacies entwickelt sind, so unscheinbar und selten sind die Klippen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise. Was in diesem Theile der Klippenzone an Klippen der letzteren Facies vorhanden ist, kann mit Ausnahme von drei kleinen Felsen von Czorsztyner Kalk, die in der Gegend Kąt zwischen Sromowce wyżnie und Sromowce nyżnie am Dunajecufer gelegen sind, ungezwungen als Fortsetzung der Klippenreihe von Schloss Nedetz aufgefasst werden, wenn auch die einzelnen Klippen in weiten Abständen vertheilt sind. Es ergibt sich dies mit Sicherheit aus der Lage derselben zwischen den mächtig dominirenden Längszügen der Hornsteinkalkfacies, von denen einer im Süden, einer im Norden dieser Klippenreihe verläuft.

Oestlich von der letztbeschriebenen Klippe folgt in einer Entfernung von ungefähr 500 Meter eine (genauer gesagt zwei unmittelbar neben einander gelegene) Klippe von Czorsztyner Kalk, die von dem Wege von Sromowce wyżnie zum Meierhofe östlich von Hałuszawa geschnitten wird (Fig. 22 und 23). Die nächste Klippe, östlich von dieser, trifft man erst in ein Kilometer Entfernung am Wege von Sromowce wyżnie nach Hałuszawa an. Sie besteht aus Czorsztyner Kalk und zeigt eine knieförmige Faltung. Bei der Seltenheit von Faltungserscheinungen bei Klippen der versteinerungsreichen Facies verdient dieser Umstand hervorgehoben zu werden.

Das nächste Vorkommen besteht aus einer Klippe von Czorsztyner Kalk, die ein wenig gegen Südost verschoben erscheint, was aber dem Verlaufe der mächtigen Hornsteinkalkklippen gut entspricht. Daran reihen sich in der Entfernung von ungefähr 875 Meter vier nahe benachbarte Klippen mit streng ostwestlichem Streichen an (Fig. 22). Dieselben bestehen durchgehends aus Czorsztyner Kalk, nur die mittlere grösste Klippe zeigt an ihrer Nordseite ausserdem den Doggercrinoidenkalk. Da das Einfallen hier sehr steil gegen Norden gerichtet ist, hat man hier, wie bei der weiter westlich gelegenen, vorher beschriebenen Klippe dieses Zuges, eine Ueberkippung zu verzeichnen. Eine benachbarte Klippe, welche als schmale Felsnadel von ungefähr 1·5 Meter Dicke, 7·5 Meter Höhe und 2 Meter Breite fast senkrecht aus dem (Taf. IX, Prof. 9) Boden aufragt, zieht durch diese sonderbare äussere Form die Aufmerksamkeit an sich.

Die nächsten Vorkommnisse der versteinerungsreichen Facies liegen weit östlich von hier, in der Gegend des Pieninenbaches im Dunajecdurchbruche, südlich vom Städtchen Krościenko, in einer Gegend, welche die grösste geologische und topographische Complication aufweist. Nördlich von den mächtigen Hornsteinkalkzügen, die von dem mehrfach geschlungenen Dunajec tief durchschnitten werden, breitet sich ein Terrain aus, in welchem zahllose grössere und kleinere Hornsteinkalkklippen gelegen sind. Indem diese bald quer über die Bergrücken verlaufen, bald an den Abhängen in der verschiedensten Weise dicht verstreut sind, bald mit senkrechten Wänden gegen den Pieninenbach abstürzen, entsteht ein wahres Wirrsal von Kuppen und Felsen, secundären Sätteln, kleinen Mulden, Schluchten und Wänden, in dem sich die Orientirung umso schwerer gestaltet, als der grösste Theil der Klippen dicht bewaldet und ein erhöhter Aussichtspunkt, von dem das ganze Gebiet zu überblicken wäre, nicht vorhanden ist. Dazu kommt noch, dass die topographische Karte im Maassstabe von 1 : 25.000 dem Detail vielfach nicht gerecht wird, und in Folge der durchgehends sehr steilen Gehänge tief dunkel gehalten ist, wodurch die Benützung derselben sehr behindert wird. Endlich gibt es in diesem ganz unbewohnten, fast pfadlosen, bewaldeten Gebiete keinerlei künstliche Anhaltspunkte zur Erleichterung der Orientirung.

Aus diesen Gründen kann ich für die Richtigkeit meiner Einzeichnungen und Beobachtungen in dieser, vom Pieninenbache durchfurchten Gegend zwischen dem Kronenberge und dem Dunajec bei Krościenko-Szczawnica weniger sicher einstehen, als in anderen Theilen der Klippenzone. Es würde eines ganz unverhältnissmässigen Aufwandes

von Zeit und Mühe bedurft haben, um jedes Detail richtig festzustellen. Ich werde meine Beobachtungen so kurz als möglich wiedergeben, in der Erwartung, dass deren Fixirung auf der Specialkarte im Maassstabe von 1 : 75.000 im Allgemeinen zu einem ganz richtigen Bilde geführt hat.

Klippen der versteinerungsreichen Facies bieten sich der Beobachtung sowohl im Pieninenbache (Pieninski potok), wie auf dem Höhenkamme, der diesen Bach im Norden begleitet, dar. Wenn man südlich von der Brücke, die zwischen Krościenko und Szczawnica über den Dunajec führt, das Gehänge in südwestlicher Richtung ersteigt, so gelangt man zwischen zahlreichen kleinen Hornsteinkalkklippen hindurch auf den erwähnten Kamm. Die Einsattelung, die man erreicht, wird dadurch bedingt, dass die Sandsteine und Schiefer der Klippenhülle, die den grossen Kronenbergzug im Norden begleiten, hier über den Kamm streichen. Verfolgt man diesen Kamm von hier in nordwestlicher Richtung, so betritt man zunächst grauen Hornsteinkalk, dessen Bänke deutlich gegen Nord bis Nordnordwest einfallen. Man passirt einen kleinen Sattel und bewegt sich beim nächsten Anstiege fort auf nördlich fallendem Hornsteinkalk. Die hangendere Partie desselben nimmt röthliche Färbung an und wird von weissem, sandigem Crinoidenkalk in grosser Mächtigkeit überlagert. Der letzte Aufschluss von Hornsteinkalk und der erste von Crinoidenkalk liegen nur 1 Meter auseinander. Es dürfte also die Ueberlagerung, da sie an einem steilen Gehänge stattfindet, eine unmittelbare sein. Der Crinoidenkalk hat an dieser Stelle eine kleine Brachiopodenfauna geliefert, welche im stratigraphischen Theile besprochen werden wird.

Die nächste Spitze, die man dem Kamme entlang erreicht, besteht aus weissem Crinoidenkalk, ebenso der nächstfolgende kleine Sattel. Die nächstfolgende Kuppe zeigt wiederum Hornsteinkalk mit nordwestlichem Einfallen und darauf folgt nochmals weisser Crinoidenkalk und röthlicher Hornsteinkalk. Weiter nordwestlich verflacht sich der Kamm, man gelangt in ein Gebiet, in welchem aus der vorwiegend sandsteinreichen Klippenhülle zahlreiche kleinere Hornsteinkalkklippen hervortreten.

Es scheint, dass die Hornsteinkalke, die man zwischen den beiden Vorkommnissen von Crinoidenkalk antrifft, einen selbstständigen Zug bilden und man hier eine wirkliche Wiederholung der Schichtfolge vor sich hat. Ursprünglich glaubte ich den Crinoidenkalk als eine Einlagerung im Hornsteinkalk betrachten zu sollen, wofür jedoch keine zwingenden Gründe vorliegen. Nach wiederholten Begehungen dieser interessanten, aber sehr schwer zugänglichen und schlecht aufgeschlossenen Gegend scheint es mir richtiger, den Hornsteinkalk und Crinoidenkalk als selbstständige Schichtglieder zu betrachten. Dass der Hornsteinkalk einfach den Czorsztyner Kalk und das Tithon vertritt, dafür spricht das petrographische Verhalten des Hornsteinkalkes, der hier an mehreren Stellen eine röthliche Färbung und eine an den Czorsztyner Kalk erinnernde Knollenstructur zeigt und an einem Punkte unbestimmbare Ammonitendurchschnitte (wahrscheinlich Haploceren) und *Terebr. triangulus* ergeben hat.

Die Beobachtungen, die im Pieninenbache anzustellen sind, unterstützen diese Auffassung. Mit nahezu senkrechten Wänden stürzen die beschriebenen Crinoiden- und Hornsteinkalke gegen den Pieninenbach ab. Obwohl man von dem selten betretenen Pieninenbache nur sehr schwer über Geröll und durch dichten Waldwuchs zu den betreffenden Wänden gelangen kann, gewinnt man doch die Ueberzeugung, dass die beschriebenen Crinoidenkalke des Kammes mit jenen zusammenhängen, die im Pieninenbache aufgeschlossen sind. Wenn man diesen Bach von seiner Mündung aufwärts verfolgt, so verquert man zunächst den Hornsteinkalkzug des Kronenberges und betritt sodann eine Zone von schieferigen Sandsteinen, die der cretacischen Klippenhülle angehören und nach Nord einfallen.

Dann folgt röthlicher und grauer Hornsteinkalk, welcher auf der rechten Seite des Pieninenbaches eine prall aufsteigende Wand bildet, dann weisser Crinoidenkalk in bedeutender Mächtigkeit, auf dem wiederum Czorsztyner Kalk oder ein Mittelding zwischen Czorsztyner Kalk und Hornsteinkalk aufruht. Man verquert sodann abermals eine Schieferzone, aus bläulichen und grünlichen Schiefern und plattigen, festen Sandsteinen bestehend, aus welcher gegenüber der Einmündung eines rechtsseitigen Grabens eine, wie es scheint, isolirte Klippe von weissem Crinoidenkalk aufragt. Noch höher oben befinden sich mehrere unregelmässig vertheilte Hornsteinkalkklippen, die von rothen Schiefern umgeben werden.

Die Zusammensetzung der fraglichen Klippe ist demnach im Pieninenbach etwas einfacher, als auf der benachbarten Höhe, auf welcher zwei Zonen von Crinoidenkalk angetroffen wurden, während hier nur eine vorhanden ist. Die Hornsteinkalke nähern sich im Pieninenbache viel mehr den echten Czorsztyner Kalken und bilden dadurch eine Unterstützung für die Annahme, dass hier keine Einlagerung von Crinoidenkalk im Hornsteinkalk vorliegt, sondern dass der Hornsteinkalk den Czorsztyner Kalk und das Tithon vertritt.

Der geologische Bau dieser Klippe ist derselbe, wie bei den Czorsztyner, den Białkaklippen u. s. w.; er lässt sich auf eine zwei- oder dreimalige Wiederholung der Schichtfolge bei steilem Einfallen zurückführen. Die Schichtneigung richtet sich hier wie in der ganzen südlichen Klippenreihe des Czorsztyner Abschnittes im Einklang mit den mächtigen Hornsteinkalkmassen im Süden nach Nord, während bei Czorsztyn in Krempach und Falstin südliches Fallen herrschend ist.

Ausser den im Vorhergehenden erwähnten Klippen der versteinerungsreichen Facies weist die geologische Karte des Czorsztyner Abschnittes noch einige Vorkommnisse von Czorsztyner Kalk auf, welche in Wirklichkeit eine gewisse Annäherung an den Hornsteinkalk erkennen lassen, geologisch mit Klippen dieser Facies zusammenhängen und daher richtiger bei Besprechung der Hornsteinkalkklippen zu nennen sein werden.

Klippen der Hornsteinkalkfacies.

Im westlichsten Theile des Czorsztyner Abschnittes fehlen Klippen der Hornsteinkalkfacies fast gänzlich. Im Kremlitzabache liegt nördlich von der Klippenreihe der versteinerungsreichen Facies eine kleine Masse

von neocomem Hornsteinkalk, welche eine Hornsteinkalkbreccie mit *Aptychus angulicostatus* einschliesst (Fig. 9 und Fig. 24). In der Beschreibung der Klippenhülle wird dieses Vorkommens noch eingehender gedacht werden. Eine zweite, wahrscheinlich auch neocome Hornsteinkalkklippe liegt östlich davon, auf der Höhe zwischen dem Kremlitza- und dem Durstinskibache. Diese beiden sind die einzigen Hornsteinkalkklippen, die von der Białka bis zu den grossen Durstiner Klippen nachgewiesen werden können.

Daselbst setzt, genau in der Gegend, wo die Reihe der versteinerungsreichen Facies unter Bildung eines scharfen Winkels aus der ostsüdöstlichen in die ostnordöstliche Richtung übergeht, von Neuem die Hornsteinkalkfacies ein, um von da bis zu den eigentlichen Pieninen eine überaus mächtige Entwicklung anzunehmen. Ein langgestreckter Hornsteinkalkzug begleitet die Reihe der versteinerungsreichen Facies im Süden, welcher mit wenigen, ganz unbeträchtlichen oberflächlichen Unterbrechungen fast bis Krościenko am Dunajec, also auf eine Länge von 16·5 Kilometer, verfolgbar ist und jedenfalls die grösste Klippe der pieninischen Zone, vielleicht die grösste des ganzen südlichen Klippenzuges vorstellt. Bei Nedetz tritt ein zweiter Parallelzug ein und ein dritter in den eigentlichen Pieninen.

Ich beginne die Beschreibung im Westen, bei den grossen Durstiner Crinoidenkalkfelsen. Nördlich von den letzteren treten mehrere kleinere Hornsteinkalkklippen hervor, welche bis zum Przicznybache einen ziemlich zusammenhängenden Zug bilden (Fig. 11). Weiter östlich dagegen ist diese Reihe nur durch ganz vereinzelte Vorkommnisse angedeutet. Auf der Südseite der genannten Crinoidenkalkklippen erhebt sich am Wege von Durstin (Durchstein) nach Friedmann eine Hornsteinkalkmasse, welche gegen Osten ausserordentlich rasch an Höhe und Mächtigkeit anschwillt und den steilen, ungegliederten, einförmigen linearen Felsrücken des Braniszko oder Hombarg (Hohen Berg) bildet. An der Zusammensetzung dieser mächtigen, die Höhe von 879 Meter erreichenden Klippe betheiligen sich nicht nur Hornsteinkalke, sondern in grosser Ausdehnung auch die kalkigen und kieseligen Schiefer und Fleckenmergel mit Posidonien. Es muss daran erinnert werden, dass westlich vom Branisko auffallend zahlreiche Klippen von Opalinusfleckenmergeln mit Posidonomyen etc. auftreten, welche genau auf den Braniszko zustreichen (Fig. 11). Mehrere von diesen Klippen zeigen eine so sehr dem Hornsteinkalk genäherte Ausbildungsweise, dass ich dieselben vor Auffindung der bezeichnenden Versteinerungen als Hornsteinkalk ausgeschieden hatte. Man kann sich hier der Ansicht nicht verschliessen, dass die echten Opalinusfleckenmergel in die Posidonienschiefer der Hornsteinkalkfacies übergehen und vom Hornsteinkalk ebensowenig scharf getrennt sind, wie die Posidonienschiefer.

In diesem Sinne darf man die kleinen Fleckenmergelklippen mit *Am. opalinus* etc. zwischen den Durstiner Klippen und der Białka als wahre Fortsetzung oder als Vorgänger des mächtigen Braniszkozuges ansehen.

An seinem Westende besteht der Braniszkozug aus weissen Kalken mit schwarzen Hornsteinbändern, welche gegen Süd einfallen. Westlich vom Wege und dem kleinen Graben, der hier entspringt, liegt noch

eine kleine weisse Hornsteinkalkmasse, welche durch Hüllschiefer vom compacten Zuge getrennt, den eigentlichen Beginn des Braniszko vorstellt. Wenige Schritte weiter östlich treten schon graue, plattige Schiefer und Fleckenmergel mit Posidonomyen hinzu, welche ununterbrochen die ganze Südseite des Braniszko umgeben und auch auf der Nordseite ein zwar schmäleres, aber, wie es scheint, ebenfalls continuirliches Band bilden. Am Westende nur vielleicht 20 Meter mächtig, steigt die Breite des Braniszkozuges 1150 Meter weiter östlich auf 700 Meter.

Er wird hier vom Prieznybache quer durchschnitten und man beobachtet daselbst folgende Schichtreihe von Süd nach Nord (Fig. 21): Rothe Schiefer, graue Mergel und grobbankige Sandsteine und Conglomerate bilden hier die Hülle (3) der Klippe, deren Schichten mit den plattigen, dunkelgrauen, von Spathadern durchzogenen, thonigen Kalkschiefern mit Posidonomyen (1) beginnen. Bei dem kleinen Meierhofe sind diese Schichten am Wege, am Bache und im kleinen Graben vortrefflich aufgeschlossen und enthalten ausser Posidonomyen nicht selten Ammoniten und Belemniten, aber leider stets in nicht bestimmungsfähigen Bruchstücken Darauf folgen in grosser Mächtigkeit Hornsteinkalke (2) mit südlich fallenden Schichten und am Nord-

Fig. 21.

Durchschnitt des Braniszkozuges längs des Prziczny-baches bei Durstin.

1. Posidonienschichten.
2. Hornsteinkalk.
3. Hüllschiefer.
3 *a*. Sandstein im Hüllschiefer.

rande abermals Posidonomyenschiefer in etwas mehr kalkiger und kieseliger Entwicklung. Die Hornsteinkalkmasse wird durch eine schmale Zone von auf- und eingelagerten rothen Schiefern und Fleckenmergeln oberflächlich in zwei Bänder getheilt. Nördlich von diesem Hüllschieferstreifen nehmen die Hornsteinkalke die Form kieseliger, schieferiger Fleckenkalke an, die möglicher Weise eine Vertretung der Posidonomyenschichten vorstellen könnten. Volle Sicherheit konnte ich darüber bei dem Mangel jeglicher Versteinerungen nicht erzielen. Nördlich von der compacten Klippenmasse liegt noch eine kleine Klippe von Fleckenmergeln mit Posidonomyen, die hier eine mehr kalkige Entwicklung besitzen. Die Schichten fallen bald steiler, bald flacher gegen Süd ein. Die grosse Mächtigkeit der Hornsteinkalke lässt vermuthen, dass dieselben einige grössere secundäre, steil zusammengepresste Falten bilden.

Etwas complicirter stellt sich der Bau dieses Zuges weiter östlich in der Gegend nördlich von Unter-Laps dar. Vom Braniszko ziehen zwei Gräben in ungefähr südlicher Richtung gegen Unter-Laps, welche folgende Durchschnitte ergeben. Nach Verquerung der schwarzen Schiefer und plattigen Sandsteine des Alttertiärs trifft man im westlichen dieser beiden Gräben eine Wechsellagerung von schieferigen, bläulichgrauen,

kalkigen Hieroglyphensandsteinen mit gröberen Sandsteinbänken und Mergelschiefern an, welche der Klippenhülle angehören und steil südwärts einfallen oder senkrecht gestellt sind. Die grobbankigen Sandsteine schwellen in der Streichungsfortsetzung zu einem mächtigen, auf der Karte ausscheidbaren Verbande an. Den Abschluss dieser Schichten bildet eine wenig mächtige Zone von rothen und bläulichen Schiefern. Diese letzteren grenzen an dunkelgraue Fleckenmergel und Schiefer, welche schon in den tiefsten Bänken zahlreiche Posidonomyen führen. Darüber folgen weiter oben helle Kalke mit Hornsteinbändern, welche bald das Aussehen des gewöhnlichen Hornsteinkalkes haben, bald als plumpe Knollenkalke von der Structur der Czorsztyner Kalke erscheinen. Die Bänke der letzteren Art enthalten grosse imbricate Aptychen.

Im Hangenden dieser oberjurassischen Kalke wiederholen sich die Posidonomyenschichten, nur treten hier noch eigenthümliche kieselige Fleckenkalke hinzu. Es sind dies kieselige, graue, dünnbankige Kalke mit muscheligem Bruch und bald dunkelgrauen, bald gelblichen Flecken. Verwittert nehmen diese Schichten, die alle möglichen Uebergänge vom kieseligen Schiefer zum Kalk zeigen, eine schmutzig gelbliche oder selbst grünliche Färbung an, und zerfallen bei der Verwitterung in kleine, scharfkantige, cubische und bei mehr schieferiger Entwicklung in griffelige Stücke. Wie sich die kalkige Entwicklung dieser Schichten dem Hornsteinkalk nähert, so erinnert die kieselige an den Hornstein und es ist in der Natur, namentlich bei ungünstigen Aufschlüssen, bisweilen nicht ganz leicht zu entscheiden, welche von beiden Schichtgruppen vorliegt. Die kieseligen Posidonomyenschiefer herrschen bis an den eigentlichen Braniskokamm, der wieder aus echtem Hornsteinkalk mit grossen imbricaten Aptychen zusammengesetzt ist.

Im östlichen Graben erhält man nach Verquerung der Hüllschichten, die hier eine ziemlich mächtige Sandsteinmasse enthalten und sehr steil nach Südost einfallen, folgende Schichtreihe von Süden nach Norden (Taf. IX, Prof. 4):

1. Posidonienschiefer, zuerst steil nach Südosten, dann ziemlich flach nach Norden einfallend, aus schwärzlichen Kalkschiefern mit Spathadern bestehend, welche Bänke und Linsen zwischen dunklen, flaserigen Schiefern bilden. Nur an einer Stelle sind hier die kieseligen Fleckenkalke mit wohlgeschichteten Bänken eingeschaltet. Mehrere Lagen sind dicht bedeckt mit grossen Posidonomyen, welche namentlich in den ersten nach Norden einfallenden Bänken besonders massenhaft auftreten. Viel seltener sind Ammoniten, leider stets in unbestimmbaren Bruchstücken.

2. Hornsteinkalk, die Fortsetzung der im westlichen Graben verquerten Zone, bald weiss, bald röthlich gefärbt, in dünnen, secundär gefalteten Bänken oder massigeren Lagen von der Structur der Czorsztyner Knollenkalke. Namentlich die rothen Partien führen ziemlich zahlreiche grosse, imbricate Aptychen.

3. Posidonienschiefer und Fleckenkalk.

4. Weisser, seltener rother Hornsteinkalk mit imbricaten Aptychen.

5. Posidonienschiefer, hier in Verbindung mit mächtig entwickelten kieseligen Fleckenkalken.

6. Hornsteinkalk mit imbricaten Aptychen, den Braniszkokamm bildend.

Auf der Nordseite des Braniszko folgt sodann abermals Posidonienschiefer, der leider mangelhaft aufgeschlossen ist und an den sich noch einzelne Linsen von Hornsteinkalk anlegen.

Im mittleren Theile des Braniszko ändern sich demnach die Verhältnisse in zweifacher Beziehung. Es treten auf der Südseite zwei neue Hornsteinkalkzüge in die Zusammensetzung ein und die gesammte Schichtmasse zeigt ein nördliches Einfallen, während am westlichen Ende die südliche Schichtneigung herrschend ist. Die Wiederholung der Hornsteinkalkzüge dürfte wohl auf Einfaltung zurückzuführen sein, wie dies die Profilzeichnung zeigt.

Oestlich von der beschriebenen Gegend verschmälert sich der Braniszkozug, der bei Laps die beträchtliche Breite von 1150 Meter besitzt, so rasch, dass er schon in der Gegend südlich von Falstin mit einer schmalen Partie von Hornsteinkalk auskeilt. Dem Südrande entlang verläuft eine Reihe kleiner, theilweise winziger Hornsteinkalkklippen, die von der Hauptmasse nur durch eine äusserst schmale Zone von rothen Schiefern getrennt ist. Am Ostende (vergl. Fig. 12) biegt das allgemeine Streichen des Braniszkozuges aus der rein ostwestlichen Richtung gegen Ostnordost um, entsprechend der bogenförmigen Wendung der Falstiner Klippen.

Südlich von dem nach Norden gebeugten Ende des Braniszko setzt ein zweiter schmaler Zug von Posidonienschiefern und Hornsteinkalken ein, welcher auf eine Länge von 1250 Meter dem Ende des Braniszkozuges parallel läuft, im weiteren Verlaufe mehr nach Norden schwenkend, die Beugung der Falstiner Klippenreihe in etwas abgeschwächter Form wiederholt und ununterbrochen bis an den Dunajec südlich von Czorsztyn verfolgt werden kann. Die Zone von Hüllschiefern, welche das Ostende des Braniszko vom Westende dieses weiter östlich folgenden Zuges trennt, hat eine Breite von nur 200 Metern. Man kann diese Zone am besten längs des Weges von Laps nach Falstin verfolgen, wobei man sich überzeugt, dass innerhalb derselben noch einige kleine Hornsteinkalkpartien zum Vorschein kommen, die den Beweis erbringen, dass die Trennung der beiden Hornsteinkalkzüge nur eine untergeordnete Bedeutung hat.

Der geologische Bau dieser östlichen Fortsetzung des Braniszko, die man, nach der Gegend Zlatne, den Zlatnezug nennen könnte, ist im Allgemeinen derselbe, wie am Braniszko. In einer mächtigen Zone von Posidonienschiefern ist eine grosse Anzahl von längeren und kürzeren Mulden von Hornsteinkalk eingefaltet, welche ziemlich regellos vertheilt erscheinen (Fig. 12). Das Einfallen ist in der westlichen Partie steil südlich, in der östlichen steil nördlich.

Die zahlreichen Gräben, welche von der Höhe Zlatne gegen den Falstiner Bach herabziehen, geben Durchschnitte, die im Einzelnen wohl von einander abweichen, im Grossen und Ganzen aber doch stets dieselben bleiben (Taf. IX, Prof. 5). Man kann sich vor Allem überzeugen, dass die Posidonienschiefer, die hier dieselbe Zusammensetzung zeigen, wie am Braniszko, einen ununterbrochenen Zug bilden und an vielen Punkten ebenfalls massenhafte Posidonomyen enthalten. Ueber-

gänge von Hornsteinkalk in Posidonienschiefer sind hier ebenso häufig wie am Braniszko und es ist dies eine der Schwierigkeiten, welche sich der Trennung und Ausscheidung innerhalb dieser Klippenmasse entgegenstellen. Eine fernere Schwierigkeit ist äusserer Natur, sie besteht in der ausgedehnten Waldvegetation, welche die Orientirung in diesem sehr verwickelten Gebiete ungemein erschwert. Das Bild, welches die Karte abgibt, konnte sich deshalb in mancher Beziehung nicht über eine schematische Darstellung erheben.

Die grösste Breite des Zlatnezuges beträgt ungefähr 575 Meter, seine Länge bis zum Dunajec 4·6 Kilometer. Wie der Braniszko, wird auch der Zlatnezug an seiner Nord- und Südseite von einzelnen kleineren Hornsteinkalkklippen flankirt. Die bemerkenswerthesten derselben liegen an der Beugungsstelle des Zuges, auf dessen Nordseite, südöstlich vom Dorfe Falstin. Sie bestehen aus Hornsteinkalk, der an einzelnen Stellen in rothen Czorsztyner Kalk übergeht und sind offenbar von dem Hauptzuge nur oberflächlich durch dünne Hüllschieferpartien getrennt. Nahe dem Westende des Zlatnezuges schliesst sich auf der Südseite eine Anzahl kleinerer, sehr schmaler Hornsteinkalkklippen an, welche dem Hauptzuge anfangs streng parallel gegen Ostnordost streichen, später um die eocäne Sandsteinmasse von Zlatne herumziehen und endlich auf die Burg Nedetz zulaufen. Einzelne von diesen Klippen, und zwar diejenigen, welche zwischen Zlatne und dem Dorfe Nedetz gelegen sind, bestehen aus rothem Schiefer, Hornstein und rothem Kalkstein. Es ist hier eine Facies zur Ausbildung gelangt, welche zwischen dem Hornsteinkalk und dem Czorsztyner Kalk vermittelt, dem letzteren aber etwas näher steht, wie dem ersteren. Die Schieferzwischenlagen, welche die Hornsteinbänke trennen, sind ziemlich kalkreich und von den rothen Schiefern der Klippenhülle wohl zu trennen. Sie enthalten zahlreiche imbricate und cellulose Aptychen, die hier überdies auch im Kalke vorkommen.

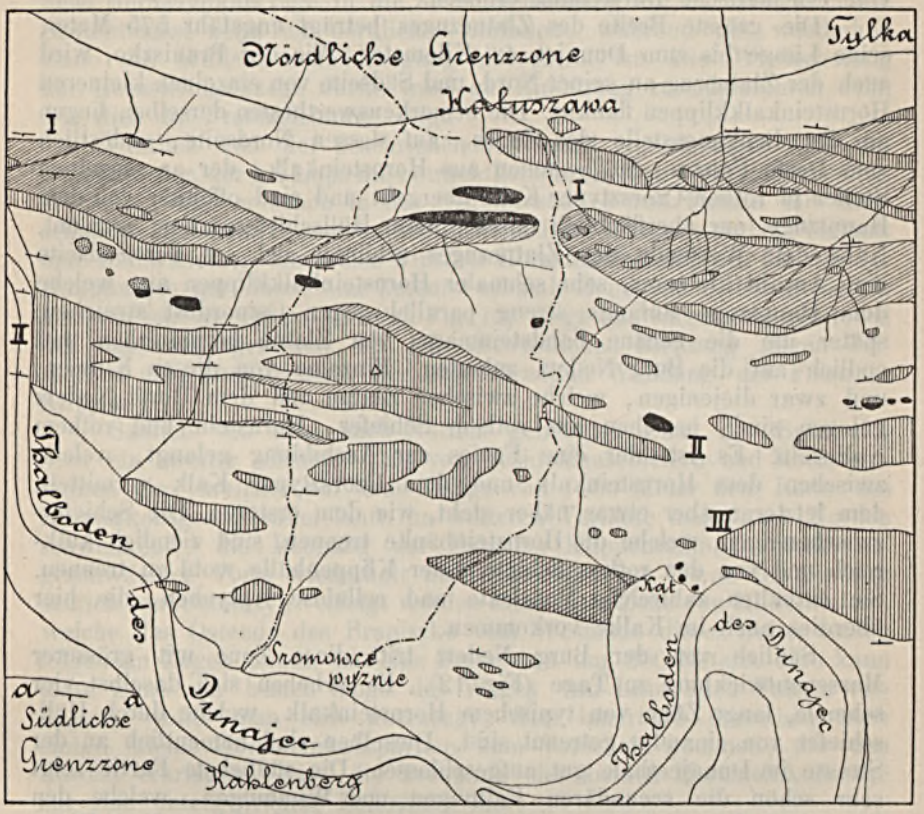
Südlich von der Burg Nedetz tritt diese Zone mit grösserer Massenentwicklung zu Tage (Fig. 12). Es erheben sich daselbst vier schmale, lange Züge von typischem Hornsteinkalk, welche durch Hüllschiefer von einander getrennt sind. Dieselben sind namentlich an der Strasse im Dunajecthale gut aufgeschlossen. Die südlichste Partie zeigt sehr schön die secundären Faltungen und Windungen, welche den Hornsteinkalk so häufig auszeichnen. An einer Stelle führen diese Hornsteinkalke schmutzig-grünliche und röthlich-graue Hornsteinbänke, welche durch rothe Schiefermittel getrennt werden. Sowohl die Schiefer, wie die Hornsteine und die Kalke enthalten hier zahlreiche Aptychen und Belemniten (vergl. den stratigraphischen Theil). Das Einfallen ist hier steil nach Norden gerichtet.

Sowohl der Zlatnezug, wie auch die Hornsteinkalkzüge von Nedetz erfahren durch das Dunajecthal zwischen Czorsztyn und Nedetz oberflächlich eine Unterbrechung, setzen aber jenseits desselben ununterbrochen fort. Bei niederem Wasserstande sieht man im Dunajecbette die Hornsteinkalkfelsen, welche den Zlatnezug mit seiner östlichen Fortsetzung (Fig. 12 und Fig. 22, I) verbinden. Auf der Czorsztyner Seite wird diese Zone durch jenen Seitenbach, welcher zwischen der Brücke und dem Czorsztyner Meierhofe aus dem Gebirge tritt, durchschnitten

und aufgeschlossen. Am Eingange dieses Seitenthälchens steht eine kleine Masse von weissem Knollenkalk, der die Structur des Czorsztyner, die Färbung und das allgemeine Aussehen des Hornsteinkalkes hat.

Die Bänke desselben fallen nach Süden ein und führen zahlreiche Ammoniten, doch in so schlechtem Erhaltungszustand, dass sie nur zur Noth noch erkennbar sind. Im Liegenden dieser oberjurassischen Kalke,

Fig. 22.



Kartenskizze der Gegend östlich von Czorsztyn und Nedetz, im Maassstab von 1 : 16.666. (Schliesst unmittelbar an die Karte Fig. 12 an.)

Die diagonalschraffirten Flächen bedeuten Posidonienschichten, die verticalschraffirten Hornsteinkalk, die punktirten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die gekreuztschraffirten Eocänconglomerat, Sandstein und Schiefer, die weissgelassenen mit Ausnahme der nördlichen und südlichen Grenzzone und des Dunajecalluviums cretacische Klippenhülle. — *aa* Südgrenze der Klippenzone. I. Oestliche Fortsetzung des Zlatnezuges. II. Flakizug. III. Kronenbergzug. △ Flakispitze, 803 Meter.

die ebenfalls eine Mittelstellung zwischen der versteinerungsreichen und der Hornsteinkalkfacies einnehmen, befinden sich dunkle Schiefer und kieselige Fleckenkalke, wie sie den Posidonienschichten eigen sind. Im Hangenden treten ebenfalls Posidonien-Schichten auf, die namentlich in dem genannten Bache gut aufgedeckt sind. Sie sind auch hier in genau derselben Weise, wie im Braniszko- und im Zlatnezuge als schwärzliche, von Spathadern durchzogene, plattige oder flaserige Kalkschiefer

und als schieferige, schwach kieselige Fleckenkalke entwickelt. Ueber diesen Schichten liegen von Neuem typische Hornsteinkalke, welche über die Höhe in das nächste Querthal streichen. In einiger Entfernung vom Dunajecthale schwenken die Posidonienschiefer, welche ebenfalls ununterbrochen zu verfolgen sind, mehr gegen Südost. Man verquert sie auf dem Wege, der von Sromowce wyżnie, auf der Westseite der Flaki, nach Haluszawa führt, und in dem Querthälchen westlich von diesem Wege, findet aber die Mächtigkeit an dieser Stelle schon stark reducirt. Die ganze Breite des Zuges beträgt hier nur 150 Meter und es besteht derselbe nur aus einer hangenden, südlich fallenden Zone von Hornsteinkalk mit den darunter liegenden Posidonienschiefern, die auch hier die bezeichnenden Fossilien enthalten (Fig. 23). Von da aus wendet sich das Streichen wieder ein wenig gegen Norden und man kann diese Schichten immer noch ein gutes Stück weiter östlich bis nahe an den Weg verfolgen, der um die Ostseite der Flaki nach Haluszawa mündet.

Am Ostende des Zuges verbindet sich mit den Posidonienschiefern eine schmale langgestreckte Partie von röthlichen Kalken, welche einen Uebergang vom Hornsteinkalk zum Czorsztyner Kalk vorstellen. Der beschriebene Zug wird im Norden von rothen Schiefern, Fleckenmergeln und Sandsteinen eingefasst und von einer Reihe kleinerer Hornsteinkalkklippen begleitet, von welchen die letzte östlichste ebenfalls fast ganz die Beschaffenheit des Czorsztyner Kalkes angenommen hat.

Am Haluszawer Wege sind typische rothe Hüllschiefer zu sehen, aber unmittelbar östlich vom Wege erhebt sich eine ziemlich steil ansteigende Anhöhe, welche wiederum aus Posidonienschiefern besteht (Fig. 22, I, Taf. IX, Prof. 9). Die Unterbrechung ist also auch hier kaum nennenswerth. Mit leichter Mühe findet man auch hier sehr zahlreiche Posidonomyen und die petrographische Beschaffenheit der Schichten ist genau dieselbe wie in der bisher berührten Gegend. Diese Posidonienschieferzone ist fast 3 Kilometer ununterbrochen zu verfolgen. Zahllose tiefe, überaus steile Wasserrisse, die sich zu zwei Bächen vereinigen, ziehen hier von der Höhe nach Norden zum Krosnicabache und bedingen eine überaus complicirte Terraingestaltung, die durch Waldwuchs und dichtes Gestrüpp in sehr unangenehmer Weise verdeckt wird. Die eingefalteten Hornsteinkalkpartien sind hier noch regelloser und wirrer, als in den bisher betrachteten Gegenden. Es würde wohl einer wochenlangen angestrengten Arbeit bedürfen, bis es gelänge, das feinste Detail festzustellen. Unter diesen Umständen musste auch bei der kartographischen Darstellung dieses Zuges etwas schematisirend vorgegangen werden.

Ungefähr 250 Meter nördlich von diesem Zuge verläuft ein zweites, noch etwas längeres und auch breiteres Klippenband von Posidonienschiefer mit eingefalteten Hornsteinkalken. Dasselbe beginnt am Ende des Dorfes Haluszawa und erstreckt sich in ungefähr ostwestlicher Richtung bis nahezu an den Weg, der von Kroscienko in die Pieninen führt. Wenn man das bewaldete Terrain dieses Zuges von der Höhe des Hauptrückens betrachtet, sieht man die schmalen Hornsteinkalkbänder sich scharf abheben und in parallelen Zügen scheinbar sehr regelmässig gegen Ostsüdosten streichen. Wenn man dann aber diese Zone verquert und die einzelnen Bänder von Hornsteinkalk im Detail fixiren will,

hat man doch sehr grosse Schwierigkeiten zu überwinden, die wiederum durch die Waldbedeckung bei ausserordentlicher Complication der Oberflächengestaltung bedingt werden. Es scheinen nicht mehr wie drei Hauptstriche von Hornsteinkalken vorhanden zu sein. Die Fallrichtung ist im Allgemeinen eine nördliche. Posidonomyen sind auch in dieser Gegend sehr häufig zu finden.

Als äusserste, östlichste Fortsetzung dieser mächtigen Klippenzüge darf man wohl die Hornsteinkalk- und Posidonienschiefermasse betrachten, welche nordöstlich davon gelegen ist und nahe an das Städtchen Krościenko heranreicht. Die trennende Partie von Hüllschiefern ist hier allerdings schon ziemlich beträchtlich und es treten in der Zwischenzone nur zwei langgestreckte Hornsteinkalkzüge auf, welche gewissermassen eine Brücke zu dem Endgliede bilden.

Wie sich aus diesen Mittheilungen ergibt, verläuft das langgezogene Klippenband, das mit dem Braniszko im Westen beginnt, und bei Krościenko endet, anfangs in streng ostwestlicher Richtung, schwenkt dann in Uebereinstimmung mit der Falstiner Klippenreihe gegen Norden, um von Czorsztyn an wieder ein wenig gegen Süden abzulenken. Das äusserste Ostende biegt abermals gegen Nordosten um, während die Hauptstreichung der ganzen Klippenzone gerade in der Gegend dieses Ostendes in die südöstliche Richtung übergeht.

Wie schon bemerkt wurde, schliesst sich an diesen Hauptzug der Hornsteinkalkfacies bei Nedetz eine zweite Zone von isolirten, kleinen Hornsteinkalkklippen südlich an, welche bei Burg Nedetz aus fünf schmalen, parallelen Hornsteinkalkbändern besteht. Am gegenüberliegenden östlichen Ufer des Dunajec erscheinen diese Hornsteinkalkzüge als compacte Masse, ohne Auf- und Zwischenlagerung von Hüllschiefern, welche mit geringen Unterbrechungen bei ostwestlichem Hauptstreichen bis zum Kronenberg zu verfolgen ist (Fig. 22, II, Fig. 23). Seinen Culminationspunkt und seine grösste Breite erreicht dieses ebenfalls sehr mächtige und ungefähr 7 Kilometer lange Klippenband in den „Flaki“ mit der Höhe von 803 Meter und der Breite von ungefähr 875 Meter.

Im Dunajecthale, gegenüber der Burg Nedetz, ist die Zusammensetzung und Lagerung dieser Klippe folgende: Die Schichten fallen im Allgemeinen steil gegen Norden ein, die secundäre Faltung ist verhältnissmässig unbedeutend. Im Süden erscheinen zuerst weisse Hornsteinkalke von der gewöhnlichen Beschaffenheit (Fig. 26 *a*). Darüber folgen dunkelgrünlichgraue, kieselige Schiefer und dunkle kieselige Fleckenmergel, welche in Hornsteinkalk übergehen *(b)*. Diese Schichten machen denselben Eindruck wie die kieseligen fleckigen Gesteine, die mit den Posidonienschiefern verbunden vorkommen. Trotz längeren Suchens gelang es jedoch nicht, bezeichnende Versteinerungen im Schiefer aufzufinden, auf einem losen Hornsteinkalkstücke dagegen wurde ein Exemplar von *Aptychus Didayi* entdeckt. Dasselbe kann wohl nur aus den weissen Hornsteinkalken *(c)* herstammen, welche über den kieseligen Schichten auftreten. Die Hornsteinkalke sind sehr mächtig und zeigen die gewöhnliche Beschaffenheit. Sie gehen in rothe und grüne Hornsteine und Hornsteinkalke mit ebenso gefärbten Zwischenlagen über *(d)*. Letztere sind ungefähr 5 Meter mächtig und entsprechen offenbar den rothen

und grünen Hornsteinen, die auf der gegenüberliegenden Seite des Dunajec vorkommen. Sie enthalten auch hier zahlreiche grosse und kleine imbricate Aptychen und Belemniten, welche erlauben, diese Schichten als tithonisch anzusehen. In der obersten Lage wurde ein *Crioceras*-Fragment aufgefunden (aus der Verwandtschaft des *Cr. Duvali*), welches beweist, dass dieselbe bereits dem Neocom angehört. Derselben Stufe dürfte wohl auch die oberste Partie der Klippenmasse, aus circa 25 Meter mächtigen, schmutzig-grünlichen und grauen Hornsteinen *(e)* und kieseligen Schiefern und einer obersten Lage von grauem, massigem und späthigem Kalk *(f)* bestehend, zuzurechnen sein. Die ganze Masse hat eine Breite von ungefähr 425 Meter.

Gestützt auf paläontologische Funde darf man behaupten, dass diese Klippe mindestens aus tithonischen und neocomen Schichten besteht, dass beide, Tithon und Neocom, äusserst enge zusammenhängen, von der Klippenhülle aber, die weiter unten eingehend beschrieben werden wird, scharf geschieden sind. Ob aber die genannten Stufen die einzigen sind, welche die gleichförmige, so überaus versteinerungsarme Hornsteinkalkmasse enthält, oder ob noch tiefere Horizonte mitvertreten sind, lässt sich nicht entscheiden. Das letztere ist jedoch sehr wahrscheinlich. Der Mangel einer genauen und verlässlichen Gliederung macht es auch unmöglich, das Lagerungsverhältniss klar zu überblicken. Da sich zwischen die beiden Neocomfunde tithonische Lagen einschieben, hat man es keinesfalls mit einer einfachen Schichtfolge zu thun. Brüche sind in der klar aufgeschlossenen, im Allgemeinen gleichmässig einfallenden Masse nicht ersichtlich. Es scheint demnach, dass man hier steile Falten mit vollständiger Parallelstellung der Schenkel anzunehmen habe, ein Verhältniss, dass sich auch für den Braniszkozug als wahrscheinlich herausgestellt hat.

Verfolgt man diesen Hornsteinkalkzug gegen Osten, so hat man zunächst die Auf- und Einlagerung einer schmalen Zone von Hüllschiefern zu constatiren (Fig. 22 und 23). Unweit östlich vom Dunajecdurchbruch wird die Klippenzone von einem kleinen Bache, der sich zwischen den Flaki und dem Dunajec befindet, in ungefähr nordsüdlicher Richtung durchschnitten. Dieser Bach und der etwas weiter östlich, aber noch auf der Westseite der Flaki gelegene Weg von Sromowce wyżnie nach Haluszawa bieten sehr gute Durchschnitte dar. Bei dem Austritte des Baches aus dem Gebirge trifft man eine kleine Hornsteinkalkmasse an, die gegen Osten zu grösserer Mächtigkeit anschwillt. Dann kommen rothe Schiefer, graue Fleckenmergel und Sandsteine mit Inoceramenfragmenten, die typischen, cretacischen Schiefer der Klippenhülle. Es folgt eine mächtige Masse von weissen Hornsteinkalken mit nördlichem Einfallen, welche der südlichen Partie der Masse im Dunajecthale entspricht, ohne die dunklen kieseligen Schiefer derselben zu enthalten. Darüber erscheinen mit concordanten Schichten die rothen Schiefer, grauen und grünlichen Fucoiden- und Fleckenmergel der Klippenhülle, welche sich gegen Westen bis nahe an die Höhe der Klippenmasse hinanziehen und daselbst in zwei Spitzen auskeilen, und im Osten ebenso bis unter die Flakihöhe zu verfolgen sind, wo sie ebenfalls mit zwei spitzen Zungen auskeilen. Endlich folgen nochmals Hornsteinkalke, welche meist dunkel grünlich gefärbt sind und mit schwarzen und

grünlichen kieseligen Schiefern in Verbindung stehen, die offenbar die unmittelbare Fortsetzung der kieseligen Schiefer bilden, mit denen die Hornsteinkalkmasse im Dunajecdurchschnitte abschliesst.

Fig. 23.

Durchschnitte des Flakizuges. Der erste Durchschnitt geht quer über die höchste Spitze der Flaki, der zweite ungefähr entlang dem Wege Sromowce-Haluszawa, der dritte entlang dem Bache westlich von diesem Wege. Massstab 1:12.000. Die Höhe des Thalbodens des Dunajec beträgt ungefähr 480 Meter.

1. Posidonomyenschichten. 2. Hornsteinkalk. 3. Cretacische Hüllschiefer. 4. Czorsztyner Kalk.

Der Durchschnitt längs des Sromowcer Weges bietet, obwohl er nur ungefähr 325 Meter vom Bache entfernt ist, wiederum geänderte Verhältnisse dar. Man schneidet bei Verquerung des Hornsteinkalkzuges vier Zonen von Hornsteinkalken, welche dadurch entstehen, dass sich in der südlichen Partie desselben ein gegen Westen auskeilendes Band von Hüllschiefern einstellt, und dass das zweite aufgelagerte Band von Hüllschiefern, welches bereits im Bache angetroffen wurde, hier an der Stelle geschnitten wird, wo dasselbe durch einen von der Flakispitze herabziehenden Kamm in zwei Theile getheilt wird. Eine fernere Aenderung besteht darin, dass hier an zwei Punkten die kieseligen Schiefer und dunklen Kalkschiefer mit Posidonien und fragmentären Ammoniten vorkommen, und zwar im ersten und zweiten Hornsteinkalkzug. Im ersten bilden sie die Basis der Hornsteinkalke, im zweiten die Decke derselben. Die letzteren ziehen sich ostwärts in einem schmalen Bande, welches sich als schmale, langgestreckte Terrainsenke auch landschaftlich leicht kenntlich macht, bis auf die Höhe der Flaki und ein Stück über dieselbe hinaus. Das Einfallen bleibt gleichmässig ein steil nördliches.

Auf der Höhe der „Flaki“ (803 Meter, Fig. 23) treten die Hornsteinkalkzüge wieder zu einer compacten Masse zusammen, nur die südlichste Partie bildet zwei getrennte, ziemlich massige Klippen. Gegen Osten nimmt die Mächtigkeit des Flakizuges sehr rasch ab, so dass es bald in der Gegend nördlich von Kąt zum völligen Verschwinden desselben unter den Schiefern der Klippenhülle kommt (Fig. 22, II). Diese jüngere Ueberdeckung findet jedoch nur auf eine ganz kurze Strecke

hin statt, bald taucht das jurassische Gestein abermals hervor, um in einem ziemlich stark verschmälerten, aber zusammenhängenden Zuge bis zum Kronenberg zu verlaufen. In der Gegend, wo der Weg vom Kronenbergsattel nach Rothkloster diesen Zug kreuzt, besteht derselbe nur aus den dunklen Kalkschiefern der Posidonienschichten. Bemerkenswerth ist die orographische Form, die der höchste Theil dieses Zuges (914 Meter) unweit westlich von dem erwähnten Kronenbergwege annimmt. Er zeigt eine regelmässig spitz kegelförmige Gestalt, die zur vulgären Bezeichnung „Zuckerhut" Anlass gegeben hat.

Vergleicht man den Flakizug mit dem Braniszko, dem Zlatnezug und mit deren östlicher Fortsetzung bis Kroscienko, so fällt zunächst die geringere Betheiligung der Posidonienschiefer auf, die nur an wenigen Stellen im Flakizuge vorkommen, dann mit kieseligen Schiefern verbunden sind und in Hornstein übergehen. Es scheint, dass die reine Hornsteinkalkfacies in dieser südlicheren Zone viel stärker entwickelt ist und sich auch auf Horizonte ausdehnt, die in der nördlichen durch die Posidonienschiefer vertreten werden.

Eine dritte Hornsteinkalkzone beginnt in der Gegend Kąt, südlich vom Flakizuge, wo sich eine mächtige, ebenfalls zuckerhutförmig gestaltete Hornsteinkalkmasse ziemlich unvermittelt aus dem Dunajecthal erhebt (Fig. 22, III, Taf. IX, Prof. 10). Nur drei kleine Klippen, welche westlich davon zum Vorschein kommen, deuten gegen West eine Fortsetzung dieses Zuges an und noch weiter westlich darf wohl die langgezogene Klippe, die am Eingange des Flakibaches steht, als dazugehörig betrachtet werden. Die bandförmige Klippe, die in Kąt am Dunaje beginnt, lässt sich zum Kronenberg und von da quer über den Pieninendurchbruch bis gegen Lesnitz am rechten Ufer des Dunajec verfolgen. Die landschaftlich so schöne Kalkmasse des eigentlichen Pienin- oder Dreikronenberges, (982·5 Meter), und die so pittoresk gestaltete Sokolica gehören diesem Zuge an, der eine Länge von 6·3 Kilometer und eine grösste Breite von ungefähr 500 Meter besitzt. In dem ganzen Zuge fallen die Schichten steil nach Nordnordwest. Man sieht dies vortrefflich in den beiden Querthälern zwischen dem Kąter Zuckerhut und dem Kronenberg, wie auch an diesem letzteren selbst und im Pieninendurchbruch. In Folge dessen zeigt dieser Zug einen überaus steilen Abfall auf der Südseite, eine flachere Abdachung auf der Nordseite, welch' letztere dadurch noch auffallender wird, dass hier Auflagerungen von Hüllschiefern erhalten sind.

Das Streichen verläuft gegen Ostnordost, erst im Pieninendurchbruch tritt eine Ablenkung gegen Ost ein, welche dem Umbiegen der ganzen Klippenzone entspricht. Posidonienschiefer in deutlicher Ausbildung spielen in diesem Zuge keine hervorragende Rolle. Auf der Ostseite des Kronenberges sind schwarze kieselige Fleckenschiefer vorhanden, die den Posidonienschiefern zu entsprechen scheinen, aber leider keine Versteinerungen führen. Man kreuzt diese Schiefer auf dem Wege, der vom Schutzhause im Pieninendurchbruche (südlich von der Mündung des Pieninenbaches) auf den Kronenberg führt. Die Lagerung und das Verhältniss zum Hornsteinkalk sind so unsicher, die Trennung vom letzteren so schwierig, dass diese Schiefer auf der Karte nicht ausgeschieden werden konnten.

Etwas besser sind die Posidonienschiefer auf der Nordseite des Kronenberges entwickelt, wo bereits A. v. Alth Posidonien aufgefunden hat (l. c. pag. 68). Sie nehmen nebst einigen kleinen Massen von Hornsteinkalk den Nordabfall des Kronenberges ein und stehen mit den Schiefern der östlichen Fortsetzung des Flakizuges in unmittelbarer Verbindung. Weiter nördlich befinden sich nahe dem Kronenbergsattel einige kleine durch Hüllschiefer isolirte Hornsteinkalkklippen.

Die massigste Ausbildung der Hornsteinkalke bietet jene kurze, aber mächtige Klippe dar, welche südlich vom Kronenbergzuge gelegen, von diesem nur durch einen schmalen Streifen von grauen oder grünlichen Mergelschiefern der Klippenhülle getrennt ist und vom Dunajec in den Pieninen dreimal durchbrochen wird. Die Mehrzahl der malerischen Felswände, die, aus dem wildschäumenden Dunajec prall aufsteigend, auf jeden Besucher des Pieninendurchbruches einen so überwältigenden Eindruck machen, gehört dieser Klippenmasse an, welche an der Stelle einsetzt, wo der Dunajec aus der Gegend von Rothkloster herkommend, die erste Schlinge macht und welche bei der Ausmündung des Lesnitzer Baches endet. Das Einfallen ist auch hier, wenn man von den zahllosen secundären Faltungen und Wellungen absieht, ein steil nördliches. Die schmale Zone von kalkigen Hüllschiefern, welche diese Masse von dem Zuge des Kronenberges und Falkensteins (Sokolica) trennt, kann beim ersten Besuche des Pieninendurchbruches dem Beobachter leicht entgehen. Bei näherer Begehung ist sie unschwer zu verfolgen, da sie sich durch eine auffallende, wenn auch schmale Terrainsenkung kenntlich macht. Westlich von dieser mächtigen Klippe liegen bei Sromowce niżnie und wyżnie einige kleine Hornsteinkalkfelsen, welche wohl als ungefähre Streichungsfortsetzung derselben betrachtet werden können.

Südlich von der letzterwähnten mächtigsten Pieninenklippe fallen die Schichten theilweise wieder gegen Süd ein, die grünlichen, plattigen Kalkschiefer der Klippenhülle nehmen hier eine grössere Fläche ein und Hornsteinkalkklippen treten an Bedeutung zurück. Es sind aber noch in der Gegend zwischen Rothkloster und der Dunajecschlinge östlich davon einige schmale Hornsteinkalkkämme zu unterscheiden, von denen der mächtigste und bemerkenswertheste zugleich der südlichst gelegene ist. Er ist dadurch ausgezeichnet, dass an seiner Zusammensetzung auch graue Kalkschiefer von der Facies der Posidonienschichten betheiligt sind. Diese Kalkschiefer sind namentlich im Lipniker Thal, zwischen Rothkloster und dem kleinen Bade Szmerdsonka mit südlichem Einfallen gut aufgeschlossen und zeigen entschiedene Uebergänge zum Hornsteinkalk. Fossilien konnten hier leider nicht aufgefunden werden.

Von Rothkloster streichen diese Schichten ostwärts nach dem Dunajecthale, wo typische Hornsteinkalke mit den Kalkschiefern verbunden sind, aber nach Nord einfallen. Gerade da, wo der Dunajec unter einem spitzen Winkel nach Nord biegt, enthalten die Hornsteinkalke Bänke, die voll von Crinoidenstielgliedern sind. Die weiter nördlich folgenden Hornsteinkalkzüge zeigen mit Ausnahme des nördlichsten, am rechten Ufer der ersten Dunajecschlinge gelegenen, nördliches Einfallen und ebenso die dazwischen gelegenen grünlichen Mergelschiefer

der Klippenhülle. Unweit östlich, bei Huta fallen dagegen die grünlichen Hüllschiefer durchaus gegen Süd ein. Es steht dies mit der oft wiederholten Beobachtung in Einklang, dass die Schichten der Hüllschiefer vorwiegend gegen Süden einschiessen und von dieser Richtung hauptsächlich nur da abweichen, wo sie von entgegengesetzt einfallenden Klippenmassen beeinflusst werden.

In den vorhergehenden Zeilen wurden nur die grössten, weithin verfolgbaren bandförmigen Hornsteinkalkklippen des Czorsztyner Abschnittes erwähnt. Es muss noch bemerkt werden, dass ausserdem zwischen diesen, mehr oder minder parallel laufenden Klippenzügen noch einzelne kleinere Hornsteinkalkmassen gelegen sind, die zu zahlreich und zu regellos vertheilt sind, um eine besondere Beschreibung erfahren zu können.

Ein wahrer Schwarm derartiger kleinerer Hornsteinkalkklippen taucht namentlich am Ostende des Czorsztyner Abschnittes, in der Gegend zwischen dem Pieninenbache und dem Dunajec bei Krościenko und Szczawnica niżnia auf. Während der nördlichste und der zweite Hauptzug der Hornsteinkalk- und Posidonienschichtenfacies im westlichen Theile bei Czorsztyn und Haluszawa, einander genähert und ziemlich parallel verlaufen, treten sie gegen Ost allmälig auseinander; der nördliche Zug streicht gegen Nordost, der Flakizug und der damit vereinigte Kronenbergzug dagegen verlaufen ostwestlich oder biegen sogar gegen Ostsüdost. Dadurch entsteht ein freier Winkel, in welchem die erwähnten zahllosen kleineren Hornsteinkalkkämme und Felsen unter einer sandig-schieferigen und jedenfalls wenig mächtigen Klippenhülle zum Vorschein kommen. Die Vertheilung derselben lässt kaum eine bestimmte, deutliche Regel erkennen, man kann nur sagen, dass die meisten derselben gegen Nordost oder Ost streichen. An einer Stelle, und zwar südlich von der Dunajecbrücke tritt eine Zersplitterung in zahllose kleinere Klippen in einem solchen Grade ein, wie dies sonst nur bei Klippen der versteinerungsreichen Facies der Fall ist.

Einige von diesen Klippen sind dadurch ausgezeichnet, dass sie eine dem Czorsztyner Kalk sehr nahe stehende Ausbildung annehmen. Dies gilt namentlich von zwei längeren kammförmigen Klippen, welche nahe an dem viel begangenen Pieninenwege von Krościenko zum Kronenberg gelegen sind.

Die Klippen dieser Gegend streichen bis an das linke Ufer des Dunajec zwischen Krościenko und Szczawnica niżnia, am rechten Ufer ist keine Spur mehr davon vorhanden, sie erscheinen hier scharf abgeschnitten, wie ein Blick auf die Karte lehrt. Nur die südöstlichsten unter ihnen, die den Raum östlich von der bemerkenswerthen Crinoidenkalkklippe des Pieninenbaches einnehmen, convergiren gegen den Kronenbergzug und können auch auf das rechte Ufer des Dunajec ostwärts verfolgt werden.

Die Hornsteinkalkklippen, welche in den eigentlichen Pieninen eine so dominirende Rolle spielen, verschwinden wie mit einem Schlage östlich von der Linie Szczawnica wyżnia-Szmerdsonka. Von allen den mächtigen Klippenzügen, welche in den eigentlichen Pieninen zu einer so mächtigen Masse anschwellen, dass sie sogar auf die orographische Gestaltung des ganzen Gebirges bestimmend einwirken, sind östlich von

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

der genannten Linie nur äusserst dürftige Spuren nachzuweisen. Bei der Einmündung des Lesnitzer Baches in den Dunajec convergiren der Kronenberg-Sokolicazug mit der massigen, südlich davon gelegenen Pieninenklippe und den schon erwähnten, kleineren, nördlichen Klippen. Dies sind die einzigen unter den zahlreichen Hornsteinkalkzonen des Czorsztyner Abschnittes, welche östlich von den Pieninen, in der Gegend Szafranówka und Lesna skala am ungarisch-galizischen Grenzkamme eine, wenn auch sehr reducirte Fortsetzung aufweisen.

Dass die Klippen der versteinerungsreichen Facies zwischen Czorsztyn und den Pieninen nur andeutungsweise vertreten sind, wurde schon in Vorhergehenden bemerkt. Sie liegen fast sämmtlich zwischen dem ersten und zweiten Hornsteinkalkzuge.

Die Klippenhülle.

Die vorwiegend schieferig-sandigen Gesteine der Klippenhülle haben im Czorsztyner Abschnitte im Allgemeinen dieselbe Beschaffenheit wie im Neumarkter Abschnitte. Man hat im Bereiche derselben auch hier cretacische, Inoceramen führende Gesteine von petrographisch sehr ähnlichen, alttertiären Bildungen mit Nummuliten zu unterscheiden. Rothe und blaugraue, grünliche, selbst schwärzliche Schiefer, hellgraue und grünliche Fleckenmergel, blaugraue Schiefer in Verbindung mit schieferigen Kalksandsteinen mit Hieroglyphen, bankige oder selbst massige Sandsteine und Conglomerate bilden das Hauptmaterial des cretacischen, Sandsteine, Conglomerate oder Conglomeratsandsteine mit Nummuliten, untergeordnet rothe Schiefer das Material des alttertiären Antheils der Klippenhülle.

Discordante Anlagerung der rothen Hüllschiefer an die Klippenkalke kann man nur an wenigen Punkten deutlich beobachten, wie bei den Klippen am westlichen Białkaufer, bei den Laurenzowaklippen, besonders aber bei der grossen Klippe Kremlitza am Ostufer der Białka, wie dies schon bei der Beschreibung der genannten Klippe hervorgehoben wurde (s. Fig. 7). Was die Lagerung und das Detail der Zusammensetzung anbelangt, bieten namentlich zwei Durchschnitte klare, zusammenhängende Aufschlüsse, und zwar der des Kremlitzabaches bei Krempach und der des Dunajecthales zwischen Nedetz und Czorsztyn. Ich werde zuerst den ersteren besprechen.

Auf dem Wege von Krempach zur Kremlitza trifft man nach Passirung der Schotter- und Lehmterrasse zunächst grobbankigen bis massigen, hier und da conglomeratischen Sandstein an, welcher flach nach Südost einfällt. Auf den Schichtflächen zeigt dieser Sandstein, der das Aussehen der gewöhnlichen „Karpathensandsteine" besitzt, häufig verkohlte, schilfartige Pflanzenreste. Die grauen, grünlichgrauen und schwärzlichen Zwischenmittel sind an einzelnen Stellen ziemlich stark entwickelt, ohne aber über den Sandstein vorzuherrschen, der in einzelnen Bänken eine sehr mürbe und schieferige Beschaffenheit zeigt. Es muss betont werden, dass diese Sandsteine dem alttertiären Sandstein, wie er südlich von der Klippenzone oder innerhalb derselben in Verbindung mit Conglomeraten (z. B. bei Stare Bystre) entwickelt ist, ganz ausserordentlich ähnlich sehen, so dass man sich nur schwer ent-

schliessen kann, ihn nicht als alttertiär zu betrachten. Allein von derartigen Eindrücken darf man sich bei der grossen Aehnlichkeit sicher alttertiärer und ebenso sicher cretacischer Gesteine der Klippenhülle nicht leiten lassen. Die fraglichen Sandsteine kann man bis nach Czorsztyn verfolgen, wo sie mit cretacischen Schichten so innig verknüpft sind, dass es hier wiederum schwer fällt, sie als nicht cretacisch anzusehen. Bei diesem Umstande mussten auch die Sandsteine südlich von Krempach zum cretacischen Theil der Klippenhülle gezogen werden.

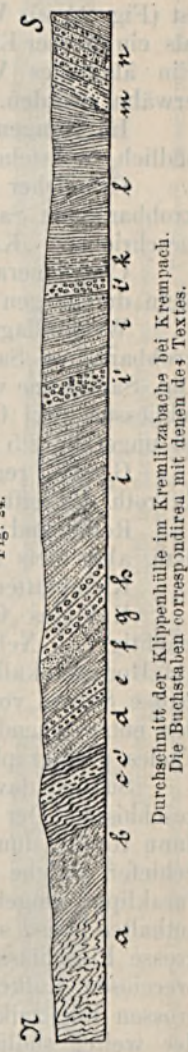


Fig. 24.
Durchschnitt der Klippenhülle im Kremlitzabache bei Krempach.
Die Buchstaben correspondiren mit denen des Textes.

Bevor man noch den Kremlitzagraben betritt, erscheint rother Schiefer, welcher auch am Ausgange des genannten Grabens zu sehen ist (Fig. 24, *a*). Von da an sind die Aufschlüsse im Kremlitzabache continuirlich. Zur näheren Orientierung sei bemerkt, dass der genannte Bach mit dem der Abbildung Fig. 9 identisch ist. Das Einfallen ist fast durchaus südlich. Man sieht grauen, schwärzlich gestreiften und grünlichen, kleinblätterigen Schiefer (Fig. 24, *b*), welcher an eine Klippe von weissem Hornsteinkalk (Fig. 24, *c*) angrenzt. Die Schiefer fallen unter die Hornsteinkalke ein. Die letzteren haben eine Gesammtmächtigkeit von ungefähr 8 Meter und schliessen eine eigenthümliche Breccie oder Conglomeratbildung (*c'*) in sich ein, welche ausschliesslich aus Bruchstücken von grauem Hornsteinkalk besteht. Die untere Partie dieses Conglomerates ist mürbe und führt zahlreiche Exemplare von *Aptychus angulicostatus*, *Terebratulina sp.*, *Belemnites sp.*, höchstwahrscheinlich auch *Bel. bipartitus*, *Sphenodus sp.* Ueber dem Conglomerat folgen noch $1^1|_2$ Meter helle Fleckenkalke, so dass sich das beschriebene Conglomerat gänzlich als Bestandtheil des Hornsteinkalkes darstellt.

Bei meinem ersten Besuche dieser Localität habe ich die Kalke im Hangenden des Conglomerates übersehen und glaubte, letzteres mit den Schiefern der Klippenhülle vereinigen zu sollen und demnach einen Beleg für das neocome Alter der Klippenhülle gefunden zu haben.[1]) Bei nochmaliger genauer Besichtigung dieser Stelle wurde ich auf die Hornsteinkalke über dem Conglomerat aufmerksam und musste somit feststellen, dass diese eigenthümliche Bildung, die ich an keiner anderen Stelle der Klippenzone wiedergefunden habe, in den Bereich des Hornsteinkalkes gehört und dass das Vorkommen des *Aptychus angulicostatus* nichts anderes, als das neocome Alter dieser Hornsteinkalkklippe erweist und mit der Klippenhülle nichts zu thun hat.

[1]) S. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1885, pag. 283.

Ueber dem Conglomerate erscheint zunächst grünlicher, schwärzlicher und röthlicher Schiefer mit einzelnen dünnen, kalkigen Sandsteinlagen und dann grünlicher und röthlicher Schiefer ohne Sandstein (Fig. 24, *d*). Beide zusammen sind ungefähr 5 Meter mächtig. Es folgt eine eigenthümliche graue, ungefähr einen Meter mächtige Kalkmasse mit vielen Crinoidenstielgliedern, die an den weissen Doggercrinoidenkalk erinnert und mit einer etwas mächtigeren Conglomeratbank verbunden ist (Fig. 24, *e*). Wahrscheinlich ist dieser Crinoidenkalk nichts anderes, als ein grosser Einschluss, der aus dem Doggercrinoidenkalk herstammt. Ein ähnliches Vorkommen wird später aus dem Littmanova-Thale erwähnt werden.

Im Hangenden der Conglomeratbildung entwickelt sich weiter südlich nachstehende Schichtfolge:

Grünlicher und rother Schiefer (Fig. 24, *f*), der ungefähr 2 Meter grobbankigen Sandstein (*g*) von demselben Aussehen wie der eingangs beschriebene „Karpathensandstein" einschliesst.

Conglomerat, 6 Meter mächtig, von grünlichem Schiefer und Sandstein durchzogen *(h)*.

Wechsellagerung von grünlichen, seltener röthlichen Schiefern mit grobbankigen Sandsteinen unter Vorwiegen der letzteren (Fig. 24, *i*). Die Sandsteine werden gegen das Hangende immer dünnschichtiger und schliessen zwei Conglomeratbildungen *(i')* ein. Das tiefere Conglomerat ist ungefähr 2·5 Meter mächtig, das höhere $^1/_8$—$^1/_2$ Meter.

Graue, regelmässig bankig abgesonderte Schiefer, die hier und da roth gestreift sind *(k)*.

Rothe und bläulichgraue, bankige Schiefer mit oftmals wechselndem, aber stets sehr steilem Einfallen *(l)*.

Kleinblätterige, rothe Schiefer *(m)*.

Kalkiges Conglomerat, gegen Norden einfallend, 5—6 Meter mächtig *(n)*. Neben zahlreichen Fragmenten, die höchstwahrscheinlich auf Hornsteinkalk zu beziehen sind, enthält dieses Conglomerat faustgrosse Stücke von Crinoidenkalk und rothem Ammonitenkalk, die mit den entsprechenden Gesteinen der Juraklippen der versteinerungsreichen Facies petrographisch übereinstimmen.

Südlich davon ist die Schichtfolge eine kurze Strecke weit unaufgeschlossen. Der nächste Aufschluss zeigt rothe kleinblätterige Schiefer, dann rothe, dunkelgraue und bläuliche Schiefer und abermals rothe Schiefer, welche die erste aus Crinoiden- und Ammonitenkalk bestehende Juraklippe umgeben (Fig. 25, *o*). Knapp an die letztere anschliessend enthalten diese senkrecht oder sehr steil einschiessenden Schiefer zwei grosse Einschlüsse jenes eigenthümlichen weissen oder hellrosarothen brecciösen Kalkes *(o')*, welcher in der Klippenhülle am Fusse der grossen Rogóżniker Klippe vorkommt. Der Raum zwischen dieser und der weiter südlich folgenden Klippe ist hauptsächlich mit sehr steil gestellten schwarzen Schiefern *(p)* und graublauen, sehr selten roth oder grünlich gestreiften Mergelschiefern mit dünnschichtigen, hieroglyphenreichen Kalksandsteinen ausgefüllt, in welchen ein Inoceramenfragment aufgefunden werden konnte *(q)*.

Die Schiefer, welche die zweite südliche Klippe umziehen, enthalten wiederum dieselbe, 2 Meter mächtige Kalkbreccie, wie in

Rogóżnik, und wie bei der ersten nördlichen Klippe. Die weitere Zusammensetzung der Klippenhülle gegen Süden ist folgende:

Roth und grün gestreifter Kalkmergelschiefer, südlich fallend *(r)*;

schwarzer Schiefer *(s)*;

grünlicher und röthlicher Schiefer mit hellen Fucoidenmergeln *(t)*;

rothe Kalkschiefer, im Hangenden in secundär gefaltete, sehr mächtige rothe Schiefer übergehend *(u)*;

grauer und schwärzlicher Schiefer *(v)*;

helle Kalkmergelschiefer mit Flecken und Fucoiden, durchzogen von spärlichen grünlichen Schiefern *(w)*.

Daran reihen sich nach einer unaufgedeckten Strecke schwarze Schiefer mit dünnen Sandsteinbänken von unausgesprochenem Charakter, die wohl schon zum Alttertiär gehören dürften, das einige Meter südlich in typischer Form erscheint.

Die Grenzen zwischen diesen ausserordentlich bunten, scheinbar regellos auf einander folgenden Schichten sind nirgends scharfe; auf der ganzen Strecke beobachtet man alle möglichen Uebergänge, so dass die ganze Schichtreihe, trotz des vielfachen petrographischen Wechsels, als ein zusammengehöriges Ganze aufgefasst werden muss. Das Inoceramenfragment aus dem Hieroglyphensandstein scheint mir daher mindestens das cretacische Alter der Schichten *o* bis *w* (Fig. 25) zu beweisen, welche von den Schichten *a* bis *n* (Fig. 24) durch eine Aufschlusslücke getrennt sind. Nun sind aber diese letzteren Schichten den ersteren petrographisch so ausserordentlich nahestehend, dass man sich nicht entschliessen kann, sie getrennt zu halten und etwa als alttertiär zu betrachten. Man sieht sich genöthigt, die ganze Schichtfolge von *a* bis *w* und mithin auch die Conglomerate mit Blöcken von Crinoiden- und Ammonitenkalk, und die grobbankigen Sandsteine als cretacisch anzusehen.

Aus diesem Durchschnitte ergibt sich ferner, dass die für den cretacischen Theil der Klippenhülle so bezeichnenden Fucoidenschiefer hauptsächlich in der Nähe der Klippen der versteinerungsreichen Facies entwickelt sind, während die grobbankigen Sandsteine in der Gegend nördlich von der eigentlichen Klippenreihe vorwiegen.

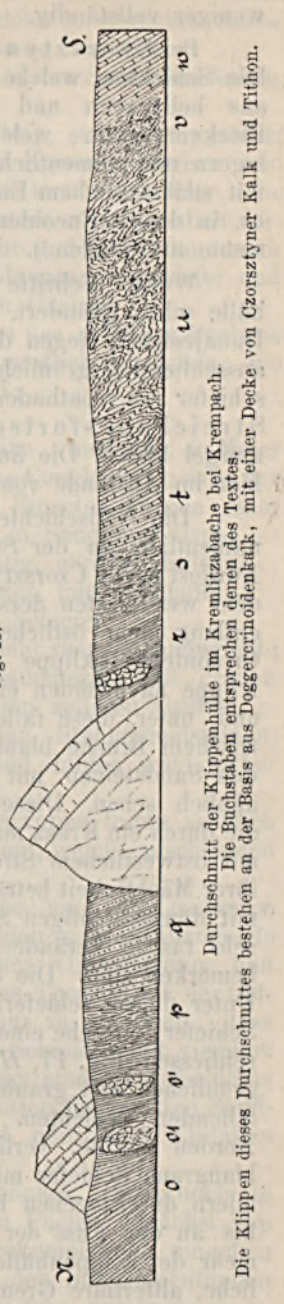


Fig. 25.

Durchschnitt der Klippenhülle im Kremlitzabache bei Krempach.
Die Buchstaben entsprechen denen des Textes.
Die Klippen dieses Durchschnittes bestehen an der Basis aus Doggercrinoidenkalk, mit einer Decke von Czorsztyner Kalk und Tithon.

Ganz ähnlich ist die Entwicklung der Klippenhülle südlich von der Kremlitza im Thale der Bialka, nur sind hier die Aufschlüsse weniger vollständig.

Bei Czorsztyn zeigt die Klippenhülle folgende Zusammensetzung. Die Schichten, welche die Schlossklippe unmittelbar umgeben, bestehen aus hellgrauen und hellgrünlichen, wohlgeschichten Fucoiden- und Fleckenmergeln, welche mit rothen und grünlichen Schiefern wechsellagern und namentlich am Westende der Schlossklippe, an der Strasse, mit steil südlichem Einfallen sehr gut aufgeschlossen sind. Stur gelang es, in diesen Fucoidenmergeln (Puchower Schichten) Inoceramenfragmente aufzufinden [1]).

Wenige Schritte weiter westlich ist die Beschaffenheit der Klippenhülle schon geändert. Zwischen der oben erwähnten Strasse und dem Dunajecflusse liegen drei kleinere Klippen (Fig. 19), zwischen welchen ausschliesslich grünliche Flecken- und Fucoidenmergel und graue Mergelschiefer mit Spathadern entwickelt sind, welche die unmittelbare Streichungsfortsetzung der rothen Schiefer und grauen Fucoidenmergel bilden. Die äusserlich so auffallende rothe Färbung verliert sich hier im Abstande von kaum 10 Meter.

Die Hüllschichten nördlich von der Zone der Fucoidenmergel sind namentlich an der Strasse und den drei kleinen, von Norden und Nordost gegen Czorsztyn herabziehenden Bächen aufgeschlossen. Entlang dem westlichsten derselben geht die neue Strasse nach Kroscienko, entlang dem östlichen die alte Strasse. Nördlich von der kleinen Crinoidenkalkklippe an der Strasse (vergl. Fig. 19) liegen unter die Klippe nach Süden einfallend, graue Schiefer und schiefrige Sandsteine, und unter diese fallen grobbankige, mürbe Sandsteine, welche auf frischem Bruche bläulichgrau, verwittert gelblichgrau gefärbt sind und den Sandsteinen mit *Exogyra columba* von Orlove zum Verwechseln ähnlich sehen. Diese Sandsteine (Fig. 17, *S*) bilden das Gehänge und die durch ein Kreuz markirte Anhöhe nördlich von der Strasse. Sie ziehen mit ostwestlichem Streichen gegen den östlichen Graben, wo sie von ihrer Mächtigkeit beträchtlich eingebüsst haben und in blaugraue Schiefer mit dünnschichtigen Sandsteinen übergehen, so dass auch hier wieder sehr rasche Veränderungen auf kurze Entfernungen im Streichen zu bemerken sind. Die Sandsteine enthalten hier eine Conglomeratbank. Unter diesen schieferigen Sandsteinen liegen im östlichen Graben rothe Schiefer, welche eine kleine Klippe von weissem Hornsteinkalk umschliessen (Fig. 17, *H*). Darauf folgt eine Wechsellagerung von rothen, grünlichen und graublauen Schiefern und Sandsteinen mit steil südlich fallenden Schichten. In dem Masse, als man sich weiter gegen Norden begibt, verlieren sich die rothen Schiefer und es dominiren blaugraue Schiefer mit theils schieferigen, theils massigen, von Spathadern durchzogenen Hieroglyphensandsteinen, welche eine breite Zone bis an den Fuss der Magurasandsteinberge zusammensetzen und nicht mehr der Klippenhülle im engeren Sinne angehören, sondern die nördliche, alttertiäre Grenzzone bilden.

---

[1]) Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt 1867, pag. 250.

Im mittleren Graben erscheinen zunächst *a)* 10 Meter mächtige rothe Schiefer, welche nach Süd unter die mürben Sandsteine einfallen und wohl jenen rothen Schiefern entsprechen, welche im östlichen Bache an der alten Strasse die kleine Hornsteinkalkmasse umgeben.

Dann folgen *b)* graue Schiefer mit dünnen harten Sandsteinbänken, ungefähr 5 Meter mächtig;

c) Schmutzig-rothe Schiefer, 4 Meter mächtig, senkrecht gestellt;

d) rothe Schiefer in Wechsellagerung mit grauen Schiefern und Sandsteinen. Die rothen Schieferstreifen werden immer schmäler, die Sandsteine gleichzeitig immer mächtiger, bis letztere ausschliesslich vorherrschen. Die Schichten stehen anfangs senkrecht und fallen dann nach Nord ein. Weiter nördlich kommen dieselben blaugrauen Schiefer und Kalksandsteine zur Ausbildung, wie im östlichen Graben.

Die rothen Schiefer *a)*, welche am Ausgange des mittleren Grabens anstehen, ziehen längs der Kaiserstrasse zum westlichen Graben, wo die nachstehenden Schichten zu beobachten sind:

a) Rothe Schiefer;

b) kleinkörniges Conglomerat und Sandsteine, ungefähr 9 Meter mächtig, nach Nord und Nordost einfallend. Das Conglomerat, wie der Sandstein enthalten viel kalkige Bestandtheile. Einzelne Partien einer und derselben Bank sind hart, andere zerfallen in Sand und Grus;

c) rother Schiefer, ungefähr 3 Meter mächtig, nördlich fallend;

d) dunkler und schmutzig-grünlicher Schiefer, mit Spathadern;

e) ziemlich massige Sandsteine und graue Schiefer.

Weiter nördlich sind die Aufschlüsse nicht mehr zusammenhängend; es treten an einzelnen Stellen dieselben Spathsandsteine und grauen Schiefer der nördlichen Grenzzone auf, wie in den anderen Gräben.

Die Sandsteine *b)* und *e)* stimmen mit den Blahutisandsteinen, den Sandsteinen von Krempach etc. überein und bilden wohl sicher deren östlichste, stark verschmälerte Fortsetzung.

Nahe dem Ostende der Czorsztyner Klippengruppe treten ziemlich mächtige Conglomerate mit Hornsteinkalkbrocken auf, welche anscheinend in buntem Schiefer eingelagert sind.

Auf der Südseite derselben Klippengruppe sind an mehreren Punkten Spuren der Klippenhülle zu sehen, doch fehlen zusammenhängende Aufschlüsse vollständig. Zwischen der Czorsztyner Klippengruppe und dem grossen Zuge der Hornsteinkalkfacies ist das Terrain auf der Ostseite des Thales ganz verdeckt, man vermag nur zu erkennen, dass hier die Klippenhülle hauptsächlich aus grauen Schiefern mit ziemlich reichlichen Sandsteinen bestehen muss. Etwas besser sind die Aufschlüsse auf der entgegengesetzten Thalseite, wo am Dunajecufer plattige Sandsteine, graue und rothe Schiefer mit vorwiegend nördlichem Einfallen zum Vorschein kommen.

Diese Beobachtungen führen zu dem Ergebnisse, dass auch in Czorsztyn die Klippen der versteinerungsreichen Facies zunächst von rothen Schiefern, grünlichen Schiefern und Fleckenmergeln umgeben werden, welche die innerste Zone bilden und den Inoceramenfunden Stur's zufolge cretacisch sind. Mit diesen Schiefern untrennbar verbunden sind mürbe Sandsteine und Conglomerate vom Aussehen der Orlover Sandsteine. Weiter gegen Nord treten wie bei Krempach und

Friedmann in Verbindung mit rothen Schiefern grobbankige und conglomeratische Sandsteine auf, welche gewissermassen die zweite Zone vorstellen. Während jedoch der Abstand zwischen den Fleckenmergeln und rothen Schiefern einerseits und den Sandsteinen andererseits in den genannten Localitäten sehr beträchtlich ist, schrumpft er hier zu verschwindender Grösse ein und ebenso ist die Mächtigkeit der Schichten viel geringer.

Ziemlich abweichend ist die Beschaffenheit der Klippenhülle zwischen den beiden grossen Klippenzügen der Hornsteinkalkfacies südlich von Czorsztyn, welche namentlich am Gehänge des linken Dunajecufers, gegenüber der grossen Brücke, gut aufgeschlossen ist. Man kann hier, von der südlichen grossen Hornsteinkalkklippe ausgehend, gegen Nord die nachstehende Schichtfolge beobachten (Fig. 26). Die Hornsteinkalkklippe ist bereits im Vorhergehenden beschrieben worden. Sie schliesst mit einer ungefähr 4 Meter mächtigen Partie von hellgrauem, etwas massigerem und späthigerem Kalk als der gewöhnliche Hornsteinkalk. Mit steil nördlich fallenden oder senkrechten Schichten legen sich an:

1. Graue, krummschalige Kalksandsteine mit Hieroglyphen und etwas spärlicher graue, mergelige Schiefer, welche eine ziemlich bedeutende Aehnlichkeit mit den sogenannten Ropiankaschichten, den Inoceramenschichten der eigentlichen Sandsteinzone aufweisen. Sie führen in der That, wenn auch selten, grosse Inoceramen. Einzelne Sandsteinlagen nehmen eine massige Beschaffenheit an, sind feinkörnig, innen bläulich gefärbt und gleichen in hohem Masse dem Orlovesandstein mit *Exog. columba*. In der tieferen Partie enthalten diese Schichten, die ungefähr 50 Meter mächtig sind, untergeordnete Conglomerate, etwa in der Mitte ihrer Entwicklung eine schmale rothe Schieferlage (1 *r*).

2. Aus diesen Sandsteinschiefern gehen unter allmäligem Uebergange weissliche, graue und grünliche, dünnschichtige Fucoidenmergelschiefer hervor, welche mit den Fucoidenmergeln bei Czorsztyn identisch, aber nicht so regelmässig geschichtet sind. Diese ungefähr 8 Meter mächtige Schichtfolge enthält eine untergeordnete, schieferige Sandsteinpartie, welche eine kleine Hornsteinkalkmasse umhüllt (Fig. 26, *ho*). Die Fucoidenmergel enthalten Spuren von rothen Schiefern.

3. Grauer, grünlicher, kleinblätteriger Mergelschiefer, welcher mit einer graubraunen, wellig-gefältelten Kalkschieferlage abschliesst.

4. Schieferiger Sandstein, welcher dieselbe Beschaffenheit zeigt, wie der Inoceramensandstein und in eine eigenthümliche Conglomeratbildung übergeht.

5. Conglomerat, theils hart, theils wenig verfestigt, aus meist faustgrossen Brocken von rothem und grünem Hornstein und Hornsteinkalk bestehend. Einzelne Einschlüsse sind kleiner, andere grösser, der grösste, aus weissem Hornsteinkalk bestehend, ist 0·5 Meter lang. Auf den ersten Blick könnte man glauben, eine Hornsteinkalkklippe vor sich zu haben; bei genauerer Betrachtung überzeugt man sich leicht von der Conglomeratnatur dieser Bildung. Man findet dünne Partien von feinkörnigem Conglomeratsandstein zwischen den Hornsteinknauern und es konnten ferner zwei faustgrosse Stücke von weissem Crinoidenkalk mitten unter den Hornsteinen nachgewiesen werden.

6. Kleinkörnige, feste Conglomeratbänke, zwischen Schiefer und Sandstein, welche ebenfalls einzelne grössere Hornsteineinschlüsse führen.

7. Sandsteine und Schiefer.

Fig. 26.

Durchschnitt der Hornsteinkalkklippe und ihrer Hülle am linken Ufer des Dunajec gegenüber Schloss Nedetz.

a) Weisser Hornsteinkalk.
b) Dunkle, kieselige Schiefer und Fleckenmergel.
c) Grauer Hornsteinkalk (*Aptychus Didayi*, lose aufgefunden).
d) Rothe und grüne Hornsteine (Tithon, die hangendsten Lagen Neocom).
e) Kieselige Schiefer und schmutziggrüne Hornsteine.
f) Massiger, späthiger, grauer Kalk.

1. Graue Inoceramensandsteine, ir rothe Lage.
2. Fucoidenmergelschiefer.
3. Graue, kleinblätterige Mergelschiefer.
4. Schieferige Sandsteine.
5. Conglomerat, vorwiegend aus Hornsteinkalk zusammengesetzt, Schiefer und Sandstein.
6. Kleinkörnige Conglomeratbänke, Schiefer und Sandstein.
7. Sandsteine.

ho. Hornsteinkalkblock.
Cr. Crinoidenkalkklippe. *H.* Hornsteinkalk.

Die Ziffern entsprechen denen des Textes.

Dieser Durchschnitt ist in mehrfacher Hinsicht von Interesse. Es zeigt sich, dass hier die an die Klippe unmittelbar angrenzenden Schichten eine vorwiegend sandig-schieferige Entwicklung, in Form von krummschaligen, schieferigen Kalksandsteinen mit Hieroglyphen, grob-

bankigen Sandsteinen und Conglomeraten zeigen, während Fleckenmergel und rothe Schiefer nur in sehr geringem Masse ausgebildet sind. Die Schichten stehen mit einander in so innigem Zusammenhang, dass an eine Trennung derselben unmöglich gedacht werden kann. Der Fund von *Inoceramus sp.* zeigt, dass diese Schichten insgesammt ein cretacisches Alter haben. Es müssen demnach auch die Conglomerate, welche aus dem Material der Juraklippen bestehen, als cretacisch aufgefasst werden.

Ueber den Sandsteinen 7 des letzten Durchschnittes liegen bis zum nördlichen Hornsteinkalkzuge vorwiegend sandige Schichten, die leider nicht genügend aufgedeckt sind. Höchstwahrscheinlich hat man hier die Fortsetzung der Nummulitensandsteine des gegenüberliegenden Dunajecufers von Nedetz anzunehmen.

Südlich vom Nedetzer Hornsteinkalkzuge liegen zunächst graue, gelbliche und grünliche Mergelschiefer, die von Spathadern durchzogen sind und spärlich schieferige Sandsteine führen. Weiter südöstlich beobachtet man am Ufergehänge des Dunajec zwischen den Hornsteinkalkzügen graue, rothgestreifte Schiefer, dann graue und rothe Schiefer und Fleckenmergel, wie in Czorsztyn, endlich vor Sromowce graue Sandsteine mit Conglomeraten und in Sromowce selbst in mächtiger Entwicklung schieferige und massige Kalksandsteine und Schiefer, ähnlich den beschriebenen Inoceramensandsteinen.

Eocängesteine mit Nummuliten wurden in der Klippenhülle des Czorsztyner Abschnittes an drei Stellen nachgewiesen, auf der Anhöhe Zlatne, ferner am Dunajecgehänge, nordwestlich von der Burg Nedetz und zwischen Kąt und Sromowce wyżnie (Fig. 12 und Fig. 22, Taf. IX, Prof. 5). Leider sind die Aufschlüsse an keiner Stelle so klar, dass die Abgrenzung gegen die benachbarten cretacischen Schichten mit voller Schärfe hätte vorgenommen werden können.

In der Gegend zwischen dem Schlossfelsen von Nedetz und dem nördlichen Hornsteinkalkzug ist die Klippenhülle nicht deutlich aufgeschlossen. In der Nähe der Wirthschaftsgebäude treten rothe Schiefer und schieferige Sandsteine von cretacischem Aussehen auf. Bei der kleinen Häusergruppe, die nahe dem Dunajecgehänge, nordwestlich vom Schlosse gelegen ist, findet man in den Feldern graue, mittel- und feinkörnige Sandsteine vom Aussehen der gewöhnlichen „Magura- und Karpathensandsteine“. Ueber ein Dutzendmal habe ich diese Gegend passirt, ohne in diesen Sandsteinen, die überhaupt nur äusserst spärlich in den Feldern liegen, eine Fossilspur entdeckt zu haben. Erst bei der letzten Begehung erkannte ich auf einem zufällig aufgehobenen Stücke mehrere schöne Nummuliten, womit der Beweis erbracht war, dass diese Sandsteine dem Eocän angehören. Ich erwähne dies nur, um zu zeigen, von welchen Zufälligkeiten die richtige Ausscheidung des alttertiären Bestandtheils der Klippenhülle abhängig ist. Die Begrenzung dieses Nummulitensandsteins konnte nur annähernd vorgenommen werden. Die Sandsteinmassen nördlich von dem vorher beschriebenen Durchschnitte am linken Dunajecufer dürften wahrscheinlich noch die Fortsetzung dieses Eocänvorkommens enthalten, wie schon bemerkt wurde.

Sandsteine derselben Beschaffenheit nehmen in der Gegend Zlatne beim neuen Nedetzer Meierhofe eine mächtige Entwicklung an. Bevor man vom Schlosse her den Meierhof erreicht, trifft man links vom Wege einen

kleinen Steinbruch an, in welchem graue, mittelkörnige, grobbankige, kalkarme Sandsteine und Conglomerate mit nordwestlichem Einfallen anstehen. Die Conglomerate enthalten zahlreiche Einschlüsse von hellem Hornsteinkalk und gleichen vollständig den schon so oft erwähnten Conglomeraten, die mit cretacischen Schiefern in Verbindung stehen. Sowohl die Conglomerate, wie die Sandsteine führen zahlreiche Nummuliten und Orbitoiden und sind also zweifellos eocän. Von der grössten Bedeutung ist aber der Umstand, dass zwischen diesen Sandsteinen dünne Zwischenlagen von rothem Schiefer sich befinden. Wenn man also bisher die rothen Schiefer der Klippenhülle als sicher cretacisch (neocom) angesehen hat, so hat man damit eine unrichtige Verallgemeinerung vorgenommen. Es kann nicht dem mindesten Zweifel unterliegen, dass auch die eocänen Sandsteine der Klippenhülle rothe Schiefer führen können, wie dies ja nördlich der Klippenzone in der ausgedehntesten Weise der Fall ist.

Die Eocängesteine von Zlatne legen sich unmittelbar an eine grosse Hornsteinkalkklippe an, ähnlich wie die eocänen Conglomerate von Stare Bystre.

Dieselbe Verquickung von Nummulitengesteinen mit rothen Schiefern, wie bei Zlatne, zeigt auch der dritte Nummulitenfundpunkt des Czorsztyner Abschnittes bei Kąty. Zwei kleine Gräben, welche nahe dem vielbegangenen Wege von Sromowce wyżnie nach Haluszawa ihren Ursprung nehmen und von da gegen die Dunajecschlinge bei Kąt herabziehen, schliessen mittelkörnige Sandsteine und Conglomeratsandsteine mit Nummuliten und rothe Schiefer auf, welche mit einander wechsellagern. Eine befriedigende Grenze gegen die cretacischen Fleckenmergel, Sandsteine und rothen Schiefer, die bei Kąt mehrere Klippen umgeben, konnte auch hier nicht erkannt werden.

Was nun die Gegend zwischen den näher beschriebenen Durchschnitten des Kremlitzabaches und des Dunajecthales bei Czorsztyn anbelangt, so halte ich es nicht für nothwendig, das gesammte Beobachtungsdetail hier wiederzugeben, sondern beschränke mich auf das Wichtigste. In der Nähe der Juraklippen herrschen fast überall rothe Schiefer und Fleckenmergel, seltener schiefrige Kalksandsteine. In den Fleckenmergeln wurden am Wege vom Dorfe Nedetz zum Braniszko, knapp bevor man den Hornsteinkalkzug des Braniszko erreicht, Inoceramenbruchstücke aufgefunden. Ueber die Zusammensetzung des südlichsten Bandes der Hüllgesteine werden bei Besprechung der Südgrenze der Klippenzone gegen das Alttertiärland noch einige Beobachtungen vorgebracht werden. Eine etwas ausführlichere Besprechung muss dagegen den mächtigen Sandsteinzügen gewidmet werden, welche im nördlichen Theile der Klippenzone zwischen Krempach, Friedmann, Falstin und Czorsztyn entwickelt sind.

Der mächtige Sandsteinzug nördlich vom Eingange des Kremlitzabaches streicht ununterbrochen gegen Osten (Fig. 8 und Fig. 10). Im Durstinskibache kann man wegen der Diluvialdecke nur die südliche Partie desselben aufgeschlossen sehen, und diese zeigt ausnahmsweise ein nördliches Einfallen. Die Sandsteine enthalten auch hier Conglomerate und werden zum Theil vertreten durch grünliche und bläuliche

Schiefer mit dünnen, harten, kieseligen Sandsteinbänken. An einer Stelle wurde im Durchschnitte des Durstiner Baches in diesen Sandsteinen eine Zwischenlage von rothem Schiefer beobachtet.

Fernere Aufschlüsse in diesem Sandsteinzuge sieht man am Wege von Krempach nach Durstin, wo wiederum reichliche Conglomerate vorkommen, deren Bestandtheile hauptsächlich aus Hornsteinkalk gebildet werden. Von hier streichen die Sandsteine in den Pricznybach und kommen erst in beträchtlicher Entfernung östlich davon zum Auskeilen. Nördlich von diesem Sandsteinzuge breiten sich die terrassirten Diluvien der Bialka weithin aus und verdecken die Gebilde der Klippenzone vollständig. Nur unweit östlich vom Dorfe Krempach erscheinen nördlich von dem eben erwähnten Sandsteinzuge rothe Schiefer und östlich von Krempach tritt unweit von der nach Friedmann führenden Strasse ein schmaler Sandsteinrücken aus dem Diluvium hervor.

Oestlich vom Durstinskibache erweitert sich die Klippenzone allmälig und in dem Masse treten auch neue Sandsteinzüge auf. Auf dem Wege von Krempach nach Durstin erscheint südlich von dem breiten, eben beschriebenen Sandsteinzuge eine zweite, viel schmälere Sandstein- und Conglomeratzone, welche sich unmittelbar an eine orographisch kaum hervortretende, schmale Hornsteinkalkklippe anlegt. Einzelne Conglomeratlagen bestehen hier fast ausschliesslich aus gerundeten und eckigen Hornsteinkalkfragmenten. Die Fortsetzung dieses Vorkommens bilden die schmalen langgestreckten Sandstein- und Conglomeratlinsen, welche im Priczny potok und im Friedmanner Bache nördlich vom Braniszko auftreten.

Wenn man den letzteren Bach von Friedmann gegen den Braniszko verfolgt, schneidet man mehrere Sandsteinzonen, zwischen welchen rothe und graue Schiefer eingelagert sind. Die nördlichste streicht ostwestlich bis an das Dunajecthal, die nächstfolgende lässt sich gegen Westen bis in die Nähe des Pricznybaches, gegen Osten bis nach Blahuti nördlich von Falstin verfolgen, wo sie sich allmälig ausspitzt. Die weiter südlich folgenden Sandsteinbänder sind schon weniger mächtig und lassen sich auch viel weniger scharf von den Schiefern scheiden. In Blahuti lehnt sich an eine schmale Hornsteinkalkklippe ein mächtiges Hornsteinkalkconglomerat an.

Was diese Sandsteinzüge bemerkenswerth macht, ist folgendes Verhältniss. Die Klippen der versteinerungsreichen Facies schwenken, wie schon beschrieben wurde, vom Ostende des Braniszko plötzlich nach Nordnordost, um in Falstin unter Bildung eines regelmässigen Bogens wieder ein östliches Streichen anzunehmen. Die Sandsteinzüge dagegen verlaufen fast genau ostwestlich, und treten mit ostwestlich streichenden Schichten an die gegen Norden biegende Klippenzone heran. Sie erscheinen daher in ihrem Verlaufe von der Klippenreihe der versteinerungsreichen Facies nicht beeinflusst. Derselbe Sandsteinzug, welcher bei Friedmann von der Klippenlinie der versteinerungsreichen Facies 1·27 Kilometer entfernt ist, tritt bei Blahuti unmittelbar an dieselbe heran, ohne sein Streichen im Mindesten verändert zu haben.

Die Sandsteinzüge von Blahuti streichen in der Richtung gegen Czorsztyn, wo die grobbankigen Sandsteine und Conglomerate *(c)* nörd-

lich von den Klippen der versteinerungsreichen Facies offenbar ihre Fortsetzung bilden, wenn auch der unmittelbare Zusammenhang durch das Dunajecthal unterbrochen wird.

Der Umstand, dass diese Sandsteinzüge hier eine eigene Zone bilden, welche nördlich von der sicher cretacischen, Inoceramen führenden Zone gelegen ist, legt es nahe, darin eine jüngere, eocäne Bildung zu erblicken. Rothe Schiefer, die hier mit den grobbankigen Sandsteinen so innig verquickt sind, kommen ja, wie die Gegenden Zlatne und Kąt lehren, auch mit eocänen Sandsteinen verbunden vor. Die vollständig gleichsinnige Lagerung dieser Sandsteine mit sicher cretacischen Schichten würde für diese Betrachtungsweise an sich kein Hinderniss bilden können, denn dieselbe Erscheinung kann mehrfach auch zwischen den Hüllgesteinen und den Juraklippen beobachtet werden.

Als Zwischenmittel der fraglichen Sandsteine wurden nur rothe, kalkarme Schiefer beobachtet; die hellen, kalkreichen Fleckenmergel dagegen, welche wohl das bezeichnendste, wenn auch selten mächtig entwickelte Gestein des cretacischen Theiles der Klippenhülle bilden, kommen daselbst nicht vor und es spricht daher auch dieses Verhältniss für die Annahme eocänen Alters.

Zu voller Gewissheit konnte ich jedoch in dieser Hinsicht leider nicht gelangen, und so habe ich es bei den sehr grossen Schwierigkeiten, welche die Abtrennung dieser Zone auf den Karten verursacht, vorgezogen, mich auf die Ausscheidung der mächtigsten Sandsteinzüge zu beschränken, und sie sammt ihren rothen Schiefern dem cretacischen Theile der Klippenhülle zuzuweisen.

In der Gegend der eigentlichen Pieninen ist eine im westlichen Theile der Klippenzone nur angedeutete Facies der cretacischen Hüllschichten hervorragend entwickelt. Bei Huta im südlichen Theile des grossen Pieninendurchbruches besteht fast die ganze Mächtigkeit der Hüllschichten aus plattigen Kalkschiefern, welche auf frischem Bruche grau oder bläulichgrau, oberflächlich schmutziggrünlich oder gelblichgrau gefärbt und meist durch eine glänzende Oberfläche gekennzeichnet sind. Sie enthalten bisweilen fucoidenartige Flecken und zerfallen bei der Verwitterung in Holzscheiter-ähnliche, seltener in griffelige Stücke. Bemerkenswerth ist ihre weitgehende petrographische Aehnlichkeit mit den Oberkreideschiefern der Tatra.

Im Sattel zwischen der Trias-Liasklippe von Haligocz und der Höhe Na plasni konnte ich darin Inoceramenbruchstücke auffinden, die leider trotz eifrigen Suchens zwar die einzigen Fossilreste geblieben sind, welche diese Schichten geliefert haben, aber doch genügen, um das cretacische Alter derselben festzustellen.

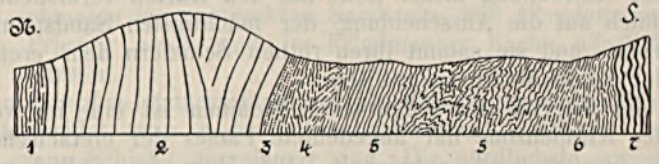
Im nördlichen Theile der Pieninen und in der Gegend von Lesnitz sind diese Schiefer mit grobbankigen Sandsteinen und Conglomeraten verbunden. Man beobachtet dies am linken Dunajecufer südlich von der grossen Dunajecbrücke, welche Krościenko mit Szczawnica verbindet. Bei der Brücke steht eine mächtige Masse von steil nach Nordnordwest einfallenden Hornsteinkalken an. Unter diese schiessen mit gleichem Schichtfallen die grünlichen, plattigen und griffeligen Kalkschiefer ein, die hier von spärlichen rothen Schiefern durchzogen werden. Sie gehen über in graue und schwärzliche kalkreiche Schiefer und diese wieder in grob-

bankige Sandsteine mit einer 2 Meter mächtigen Conglomeratlage, worauf sich ganz ähnliche grünliche Kalkschiefer in Verbindung mit bläulichen, grauen und auch röthlichen Schiefern wiederholen.

Als Fortsetzung der Sandsteine und Conglomerate dieser Stelle dürften wohl die Sandsteinmassen zu betrachten sein, welche östlich davon am rechten Dunajecufer bei Szczawnica niżnia am Eingange in die Pieninen in folgender Verbindung zu beobachten sind (Fig. 27):

1. Rother und bläulicher Schiefer.
2. Grobbankige Sandsteine, welche zum Theil sehr massige, feste Bänke bilden, theils auch schiefrige Kalksandsteine und bläulichgraue Schiefer enthalten. Conglomerate treten hier sehr zurück. Die Breite dieser Masse dürfte 80 Meter betragen.
3. Helle, netzaderige Kalkschiefer, 3 Meter.
4. Röthliche und blaugraue, gefältelte Kalkschiefer.
5. Plattige und griffelige, aussen grünliche oder gelbliche Kalkschiefer (dieselben wie in Huta etc.), welche zuerst regelmässig geschichtet sind, dann merkwürdige, fast mäandrinisch gestaltete, secundäre Faltungen zeigen.
6. Rothe und bläuliche Schiefer.
7. Hornsteinkalk.

Fig. 27.



Durchschnitt der Klippenhülle am rechten Ufer des Dunajec, südlich von Szczawnica niżnia. Die Ziffern entsprechen denen des Textes.

An dieser Stelle grenzen sich die Sandsteine gegen die Schiefer so gut ab, dass man sie wohl als eine jüngere (eocäne) Mulde betrachten könnte. Viel schwieriger ist dagegen eine derartige Trennung am linken Dunajecufer südlich von der Brücke. Daselbst erscheinen Schiefer und Sandsteine als eine zusammengehörige cretacische Masse; es musste daher auch der Sandstein am rechten Ufer und dessen Fortsetzung, die Sandsteinmassen der Szczawnicka góra zwischen Ober- und Unter-Szczawnica als cretacisch betrachtet werden.

Die mächtigen, als cretacisch angesehenen Sandsteinzüge, welche die Klippen zwischen Krempach und Czorsztyn im Norden begleiten, verschwinden bei der letzteren Localität, sie fehlen zwischen Czorsztyn und Szczawnica niżnia und kommen erst hier wieder an den eben beschriebenen Stellen zum Vorschein.

Im Stopczánski-Bache, auf der Westseite des Kronenberges nehmen die beschriebenen Kalkschiefer ebenfalls Sandsteine und Conglomerate auf und zeigen ausserdem enge Beziehungen zu den rothen Schiefern und grauen Fleckenmergeln. Man bemerkt auf der Sattelhöhe und knapp unterhalb derselben eine Reihe von kleineren Hornsteinkalk- und Posidonienschiefer-Klippen mit steil nördlichem Einfallen, welche von rothen Schiefern umgeben werden. Dann folgt eine Zone von Posidonienschiefern, welche

den sogenannten Zuckerhut mit dem Kronenberg verbindet. Die weitere Schichtfolge besteht gegen Süden aus:

a) rothen, kalkreichen Schiefern,
b) weissen und grünlichen Mergeln und grauen schiefrigen Kalken,
c) grobbankigen Sandsteinen in grosser Mächtigkeit,
d) rothen, kalkreichen Schiefern,
e) grobbankigen Sandsteinen,
f) rothen Schiefern,
g) hellgrünlichen und grauen kalkigen Mergelschiefern.

Die Schichten *g)* grenzen unmittelbar an die Hornsteinkalke des grossen Pieninzuges. Die Schichten fallen sämmtlich gegen Norden oder Nordnordwest ein und gehen an den Grenzen unmerklich in einander über. Südlich vom Pieninzuge herrschen dieselben grünlichen Schiefer und rothen Schiefer, welche zuerst nördlich, weiter gegen den Dunajec südlich einfallen.

Im Inneren der Klippenzone zwischen dem Dunajecdurchbruche von Czorsztyn-Nedetz und dem der Pieninen sind im Bereiche der Klippenhülle ausser den bereits mitgetheilten nur wenige zusammenhängende Beobachtungen möglich. Rothe Schiefer, Fleckenmergel, schieferige Kalksandsteine, grobbankige Sandsteine und Conglomerate wechseln auch hier in bunter Folge mit einander ab. Zwischen O-Major und Sromowce wyżnie herrschen grobbankige Sandsteine, welche gegen Smerdsonka fortsetzen und von schiefrigen Kalksandsteinen umgeben sind. Diese letzteren sind auch zwischen O-Major und Sromowce nyżnie vorwiegend entwickelt. Die Schichten fallen hauptsächlich gegen Süden ein, soweit nicht untergeordnete Faltungen eintreten. Erst in der Nähe der grossen Hornsteinkalkzüge stellt sich ein steiles Einfallen gegen Norden ein.

Nördliche Grenzbildungen.

Wie beim Neumarkter Abschnitte, ist auch im westlichen Theile des Czorsztyner Abschnittes der Nordsaum der Klippenzone denudirt und durch die Alluvien und die terrassirten Diluvien des Dunajec und der Bialka verdeckt. Erst bei Czorsztyn wird auch der nördlichste Theil der Klippenzone und die Grenzbildungen gegen das im Norden sich erhebende alttertiäre Magurasandsteingebirge der Beobachtung zugänglich. Leider ist das Ergebniss der Forschung in diesem Theile des Gebirges in Folge der Versteinerungsarmuth der Schichten ein wenig befriedigendes.

Zwischen der eigentlichen Klippenzone und dem Magurasandstein, der in einem mächtigen, breiten Bande die Klippenzone im Norden begleitet[1]), schiebt sich ein bald ziemlich breiter, bald schmaler Gürtel ein, der aus schieferigen, hieroglyphenreichen Sandsteinen mit groben Spathadern, grauen oder bläulichen Schiefern, Conglomeraten und grobbankigen Sandsteinen besteht. Nördlich von Czorsztyn hat dieser Gürtel eine Breite von ungefähr 2·5 Kilometer, verschmälert sich aber gegen Kroscienko ziemlich beträchtlich.

[1]) Vergl. den I. Theil dieser Arbeit im Jahrb. 1888, pag. 184.

Der Masse nach sind im Verbande dieser Schichten die grauen Schiefer und die Hieroglyphensandsteine am stärksten entwickelt. Sie gleichen nicht wenig den Inoceramenschichten der galizischen Sandsteinzone (sogenannte Ropiankaschichten), unterscheiden sich aber durch etwas weniger kalkige Entwicklung, durch den Mangel von Flecken- und Fucoidenmergeln und die verhältnissmässig stärkere Entwicklung grobbankiger, kalkarmer Sandsteinbänke. Letztere können stellenweise so sehr überhandnehmen, dass sie selbst kleinere Bergzüge bilden. Es wurde der Versuch gemacht, diese grobbankigen Sandsteine in der Karte besonders kenntlich zu machen. Die Verbindung mit den schieferigen Sandsteinen ist jedoch eine so innige, dass sich eine derartige Ausscheidung als nicht consequent durchführbar erwiesen hat.

Die zahlreichen Gräben, welche von Kluszkowce gegen Cichoczyn (Maniow) und Czorsztyn herabziehen und der Krosnicabach mit seinen Zuflüssen bieten im Bereiche dieser Schichten ziemlich ausgiebige Aufschlüsse und gewähren Einblick in die Lagerungsverhältnisse. Da, wo vorwiegend massige Sandsteine entwickelt sind, ist das Einfallen gegen Norden und Nordnordwest gerichtet, wo aber Schiefer und schieferige Sandsteine vorherrschen, zeigen sie so oft zahlreiche secundäre Faltungen und einen so häufigen Wechsel der Einfallsrichtung, dass eine bestimmte Regelmässigkeit nicht erkennbar ist. Wo die Grenzregion gegen den Magurasandstein aufgeschlossen ist, fallen diese Schichten unter die Magurasandsteine ein, sind also jedenfalls geologisch älter, wie die letzteren.

Weniger klar und sicher ist das Verhältniss der nördlichen Grenzzone zur eigentlichen Klippenhülle. Die Schiefer und schieferigen Sandsteine dieser Zone haben viel Aehnlichkeit mit den schieferigen Kalksandsteinen mit Hieroglyphen und Inoceramen, und die grobbankigen Sandsteine gleichen vollständig den grobbankigen Sandsteinen, welche in Verbindung mit rothen Schiefern nördlich von der Klippenreihe zwischen Czorsztyn und Krempach entwickelt sind und provisorisch zur Kreide gestellt wurden; sie gleichen aber auch vollständig sicheren Eocänsandsteinen der Klippenzone. Da Versteinerungen vollständig fehlen und die petrographische Ausbildung keinerlei sichere Handhaben gewährt, ist es natürlich sehr schwer, über das geologische Alter dieser Schichten ein bestimmtes Urtheil abzugeben und sie von der eigentlichen Klippenhülle scharf zu trennen. Ein höheres geologisches Alter, wie die Klippenhülle, können sie keinesfalls besitzen, man kann also nur schwanken, ob man sie auf Grund der petrographischen Analogie mit den Inoceramensandsteinen noch als obercretacisch zu betrachten habe, oder ob sie die tiefere Partie des Alttertiärs vorstellen.

Der Umstand, dass von den verschiedenen Facies, die ausser dem schieferigen grauen Sandstein in der cretacischen Klippenhülle vorkommen, in der fraglichen Zone keine Spur zu entdecken ist, spricht wohl sehr gegen die Vereinigung mit der Klippenhülle und macht es sehr wahrscheinlich, dass diese Zone dem tieferen Alttertiär angehört. Ausserdem kommt zu Gunsten dieser Annahme noch ein anderes Verhältniss in Betracht, das bei Beschreibung des Lublauer Abschnittes mitgetheilt werden wird. Die Schwierigkeit der kartographischen Abgrenzung dieser Zone von der eigentlichen Klippenhülle kann nicht gegen

das alttertiäre Alter derselben geltend gemacht werden, denn diese Schwierigkeit besteht auch an den Stellen, wo innerhalb der Klippenzone sicher alttertiäre Sandsteine mit Nummuliten von sicher cretacischen zu trennen sind.

Da die langgestreckten Sandsteinzüge, die bei Krempach und Friedmann nördlich von der Klippenreihe entwickelt sind, zwischen Czorsztyn und Kroscienko fehlen, tritt diese alttertiäre Grenzzone so nahe an die Klippenzüge heran, dass der Abstand zwischen den letzteren und der nördlichen Grenzlinie oft kaum 200 Meter beträgt. Der nähere Verlauf der Grenzlinie ergibt sich aus der Karte.

Die trachytischen Gesteine, welche in dieser Region an mehreren Punkten zum Durchbruch gelangen, werden weiter unten besonders besprochen werden.

Südliche Grenzbildungen.

Die Schwierigkeiten, welche die nördliche Begrenzung der Klippenzone darbietet, stehen im vollen Gegensatze zu der Sicherheit und Klarheit, mit welcher sich die Südgrenze feststellen lässt.

Die Alttertiärbildungen im Süden des Czorsztyner Abschnittes bestehen aus schwarzen oder dunkelgrauen, plattigen Schiefern in Wechsellagerung mit dünnbankigen, grobbankigen und selbst massigen Sandsteinen. Die schwarzen Schiefer sind durch ihre feine, gleichmässige Textur, die plattige oder blätterige Absonderung, ihren selbst seidenartigen Glanz leicht kenntlich. Die Sandsteine sind in dünnen Lagen häufig etwas kieselig und zerfallen durch die Verwitterung in prismatische oder cubische Stücke, in groben Lagen bieten sie keinerlei Abweichungen vom gewöhnlichen Magurasandstein dar.

Die Vertheilung von Sandstein und Schiefer lässt keine Regelmässigkeit erkennen, bald wiegen die Schiefer, bald die Sandsteine vor. Selbst in Fällen, wo die Sandsteine sehr massig entwickelt sind, fehlen die schwarzen Schiefer nicht ganz, nur sind sie auf dünne Zwischenmittel beschränkt. In verschiedenen Horizonten schalten sich grobklastische und conglomeratische Bänke mit zahlreichen Nummuliten ein, welche den geologischen Altersbeweis in unzweideutiger Weise erbringen.

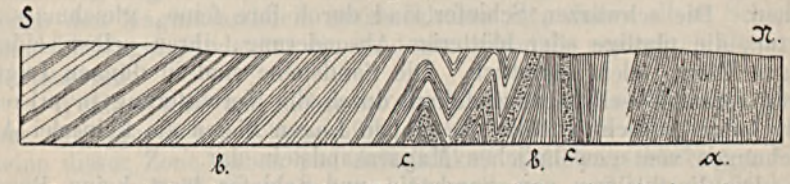
Im Süden des Neumarkter Abschnittes zeigen die alttertiären Schichten ein theilweise abweichendes Aussehen. Die Schiefer zwischen den grobbankigen Sandsteinen sind nicht schwarz, sondern bläulichgrau gefärbt. Es ist dies jedoch nur ein rein äusserlicher Unterschied. Die blaugrauen Schiefer gehen im Streichen so allmälig in die schwarzen Schiefer über, dass eine Grenze nicht gezogen werden kann. Dieselbe Veränderung vollzieht sich im Neumarkter Abschnitte auch quer auf das Streichen in südlicher Richtung. Während im Dunajecthal bei Szafflary an der Grenze der Klippenzone noch graue Schiefer herrschen, sind im östlich folgenden Białkathal schon typische schwarze Schiefer entwickelt und in der Gegend zwischen beiden Thälern findet der Uebergang in allmäliger Weise statt.

Die Verhältnisse an der Grenze der Klippenzone gegen das Alttertiär sind genau dieselben, wie im Neumarkter Abschnitte. Die cretacischen Hüllschiefer fallen nahe der Südgrenze stets gegen Süd ein. Am Contact stehen die Schichten steil, das Alttertiär zeigt einige steile

Knickungen, die aber schon in der Entfernung von ungefähr 6 bis 10 Meter verschwinden, um dann regelmässigen Lagerungsverhältnissen Platz zu machen. Die alttertiären Schiefer und Sandsteine fallen anfangs noch ziemlich steil nach Süd von der Klippenzone ab, legen sich aber in geringer Entfernung etwas flacher und nehmen eine im Allgemeinen umso flachere Lagerung an, je mehr man sich von der Klippenzone gegen die Mitte der Alttertiärmulde zwischen Klippenzone und Tatra entfernt.

Ueber die Lagerung am Contact gewährt namentlich das Nedetzer Thal südlich vom Dorfe Nedetz befriedigenden Einblick. Das Dorf Nedetz liegt im Bereiche der cretacischen Klippenhülle, die mit ihren rothen Schiefern, ihren Fleckenmergeln, grauen, bläulichen Schiefern und Sandsteinen in der Umgebung des Dorfes sehr gut aufgeschlossen ist. Am Steilgehänge des Thales gegen Süden fortschreitend, kreuzt man diese Schiefer, die meist steil nach Süd einfallen. Da, wo der Fluss an das Steilgehänge herantritt, sind noch bunte Schiefer der Klippenhülle vorhanden, wenige Schritte weiter südlich treten schwärzliche, lebhaft glänzende, blätterige Schiefer mit einer ziemlich groben Conglomeratlage mit Nummuliten auf. Diese letztere zeigt zuerst, von der Berührungs-

Fig. 28.



Contact zwischen den cretacischen Hüllschiefern und dem Alttertiär in Nedetz.

a) Cretacische Hüllschiefer.
b) Alttertiäre Schiefer und Sandsteine.
c) Conglomeratlage mit Nummuliten.

fläche weg, etwa 3 oder 4 kleinere Faltungen, die am Flussufer gut erkennbar sind, dann fallen die Schichten ohne Faltungen regelmässig nach Süd ein, erst etwas steiler, dann immer flacher und flacher. Die Berührungsfläche selbst war zur Zeit der Untersuchung nicht aufgeschlossen, die verdeckte Partie hatte aber nur eine Breite von höchstens 0·6 bis 1 Meter.

Wenn nun auch die Contactregion an keiner Stelle so deutlich beobachtet werden konnte, wie an der eben beschriebenen, so konnten doch die Lagerungsverhältnisse, die dabei in Frage kommen, an vielen Punkten einer genügenden Controle unterzogen werden, um behaupten zu können, dass das Contactbild, wie es sich im Dunajecthale bei Szafflary und im Nedetzer Thale darstellt, allgemeine Giltigkeit hat.

Von Uebergängen am Contacte, von petrographischen Aehnlichkeiten zwischen den Hüllgesteinen und den alttertiären Schichten ist keine Spur vorhanden, sondern es besteht ein so grosser, scharfer und prägnanter Unterschied zwischen den Gesteinen südlich und denen nördlich der Contactlinie, wie er im Gebiete der Flyschfacies nur immer gedacht werden kann. Die schwarzen, glänzenden, plattigen Schiefer mit Nummulitenconglomeraten behalten südlich von der Klippen-

zone ein so gleichmässiges, charakteristisches Aussehen, dass sie sofort als einheitliches Ganze zu erkennen und von den Hüllgesteinen zu trennen sind. Da nun auch die Aufschlüsse in dieser Zone befriedigende sind, lässt sich der Verlauf der südlichen Begrenzungslinie der Klippenzone mit grosser Genauigkeit festlegen.

Von der Białka, südlich der Kremlitza, bis zu den grossen Durstiner Klippen bewegt sich dieselbe streng parallel der Klippenreihe gegen Ostsüdost, setzt dann, am Südrande des Dorfes Durstin durchziehend in derselben Richtung gegen Dorf Nedetz fort. Von da streicht sie gegen Kahlenberg und über das Flussthal des Dunajec gegen O-Major, von wo sie nochmals das Dunajecthal der Länge nach durchzieht, um zwischen Sublechnitz und Lechnitz wieder der Beobachtung zugänglich zu werden (vergl. Fig. 8, 10, 22).

Durchbruchsbildungen.

Nördlich vom Czorsztyn tritt am Berge Wzor bei Kluszkowce die mächtigste trachytische Eruptivmasse zu Tage, die im Gebiete des pieninischen Klippenzuges bekannt ist (Taf. IX, Prof. 6). Sie wird von einer Anzahl kleinerer, bisher grösstentheils unbekannter Eruptivgänge begleitet, welche ausnahmslos von Ostsüdost gegen Westnordwest streichen und nahe an der Grenze des Magurasandsteins gegen die unterlagernden Schiefer und schieferigen Sandsteine gelegen sind.

Aus dem Verhalten der schmäleren, kleineren Gänge kann man mit Bestimmtheit entnehmen, dass hier in der That Durchbrüche vorliegen. Man darf daher wohl auch die Masse des Wzor nicht als Decke, sondern als Durchbruchsmasse betrachten, obwohl die Aufschlüsse in der Umgebung nicht genügende Aufklärungen ergeben. Die Wzormasse hat eine trapezoidale Form und einen Durchmesser von nahezu 1 Kilometer. Vom Hauptstocke gehen einige breite, kurze Massen in ungefähr radialer Richtung ab. Im Norden des Wzorstockes breiten sich Magurasandsteine aus, im Süden die schieferigen Sandsteine und Schiefer der nördlichen Grenzzone. Südlich und südwestlich vom Wzorstocke liegen einige kleinere Trachytvorkommnisse; eine grössere, langgestreckte Gangmasse befindet sich westlich davon, in der Gegend zwischen Kluszkowce und Mizerna. Noch grösser ist die Zahl der kleineren Gänge östlich vom Wzorstocke, von denen einige bereits im Magurasandstein gelegen sind.

Ein ziemlich mächtiger Gang bricht genau an der Grenze zwischen den Magurasandsteinen und den darunter liegenden Schiefern im Dorfe Krosnica zu Tage. Ein weiteres Vorkommen tritt weiter östlich zwischen Krosnica und Grywald auf. Oestlich von Grywald ist zunächst keine Spur mehr von Durchbruchsgesteinen nachweisbar, erst bei Kroscienko kommen im Bereiche des Szczawnicer Abschnittes wieder Trachytmassen zum Vorschein.

Die eigentliche Klippenzone wird im Bereiche des Czorsztyner Abschnittes nur an einer Stelle von Trachyt durchbrochen, und zwar in Falstin. Da, wo der kleine, vom Meierhofe und Dorfe Falstin herabkommende Nebenbach in den Falstiner Bach mündet, wurden mehrere Trachytstücke im Bache und auf den benachbarten Feldern lose auf-

gefunden. Da eine Verschleppung derselben durch den Menschen wohl ausgeschlossen werden muss, ist anzunehmen, dass sich hier eine kleine Eruptivpartie befindet, obwohl es nicht gelungen ist, das Anstehende nachzuweisen (Fig. 12).

An mehreren Stellen sind die durchbrochenen Schiefer und Sandsteine am Contacte mit dem Trachyt verändert. In petrographischer Beziehung zeigen sämmtliche Vorkommnisse sowohl in Kluszkowce, wie in Grywald, Krosnica und Falstin dieselbe Beschaffenheit, wie die Trachyte von Szczawnica, die nach H. v. Foullon als Andesite anzusprechen sind.

3. Der Szczawnic-Jarembiner Abschnitt.

Wie schon im Vorhergehenden hervorgehoben wurde, zeigt die Klippenzone östlich von der Linie Szczawnica-Szmerdsonka eine ebenso plötzliche, als auffallende Veränderung. Die Hornsteinkalkfacies, die im Pieninendurchbruche den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreicht, verliert östlich davon ihre Bedeutung fast vollständig, sie ist auf einen einzigen Zug von verhältnissmässig kleinen, untergeordneten Klippen beschränkt und kommt erst weiter östlich zu grösserer Entfaltung. Die Klippen der versteinerungsreichen Facies weisen zum Theil einen wesentlich anderen geologischen Bau auf, wie im Neumarkter und Czorsztyner Abschnitte und gleichzeitig wendet sich das allgemeine Streichen der ganzen Klippenzone mehr nach Südosten, als bisher.

Eine bemerkenswerthe Erscheinung dieses Theiles der Klippenzone ist ferner die grosse triadisch-liassische Klippe von Haligocs, welche in den folgenden Zeilen zuerst besprochen werden soll (Fig. 29, 30, 42, Taf. IX, Prof. 6). Sie erhebt sich nördlich von Haligocs, nahe dem Südrande der Klippenzone, aus dem Lipniker Thale zu einer Höhe von 811 Meter und stellt sich als eine ungefähr 2·25 Kilometer lange und bis zu 675 Meter breite, wild zerklüftete Felsmasse mit steil aufragenden Wänden dar, welche schon durch die äussere Form ihre Verschiedenheit von den Juraklippen verräth. Die östliche Partie dieser Klippe ist nahezu kahl und lässt daher ihre Zusammensetzung sehr gut erkennen. Sie besteht aus hell- bis dunkelgrauem, selbst schwärzlichem, bituminösem, von vielen weissen Spathadern durchzogenem Dolomit, welcher oft von sehr brüchiger, lückiger Beschaffenheit ist, und die charakteristischen, ruinenartigen Verwitterungsformen des Dolomits in sehr deutlicher Weise zur Schau trägt.

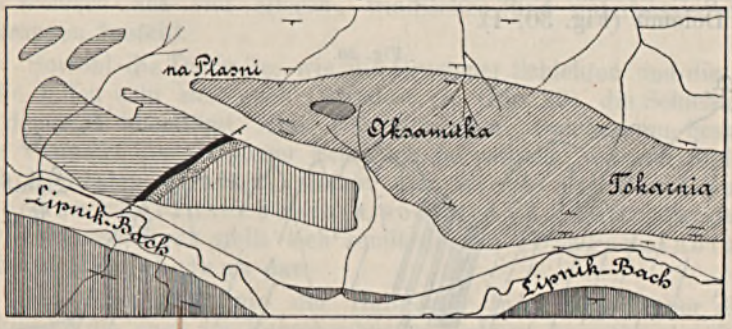
Da auch die westliche Partie eine zwar nicht übereinstimmende, aber doch ähnliche Felsbildung aufweist und eine auffallende Grenze zwischen beiden nicht vorhanden ist, kann man sehr leicht in den Irrthum verfallen, dass hier eine einheitliche Dolomitmasse vorliegt, wie dies von G. Stache und M. Neumayr und ursprünglich auch von mir angenommen wurde. Erst durch eingehende und wiederholte Untersuchungen gelangte ich zu der Erkenntniss, dass die westliche Partie eine durchaus verschiedene Zusammensetzung hat, wie die östliche.

Die erstere besteht nämlich aus hellgrauem, bläulichgrau verwittern dem Kalkstein, der von zahllosen, netzförmig sich kreuzenden, weissen Spathadern durchschwärmt wird und petrographisch vollkommen dem liassischen Barkokalk der Rauschenbach-Topportzer Gebirgsinsel ent-

spricht. Das Vorhandensein dieser liassischen Kalke legte die Vermuthung nahe, dass die Deutung, welche Stache und mit ihm Neumayr den Dolomiten der Haligocser Klippe gegeben hatten, nicht die richtige sei. Um mit Sicherheit zu erweisen, dass diese Dolomite nicht cretacische Chocs-Dolomite seien, sondern zur Trias gehören, mussten die Zwischenhorizonte der Keupermergel, des Rhätischen und der Grestener Schichten zwischen dem Dolomit und dem Barkokalk aufgefunden werden. Da nun diese Horizonte vermöge ihrer schieferigen Zusammensetzung stets deutliche, breite Terrainsenkungen mit sich bringen, wie sie in der Haligocser Insel auf den ersten Blick nicht erkennbar sind, so schien die Aussicht für die Auffindung derselben gering.

Diese Schichtgruppen sind aber trotzdem vorhanden, jedoch in einer etwas ungewöhnlichen und gewissermassen verarmten Entwicklung. In der Nähe der Stelle, wo der Dolomit der östlichen Partie der

Fig. 29.



Kartenskizze der Haligocser Trias-Lias-Klippe.

Die verticalschraffirte Fläche bedeutet Triasdolomit, die punktirte Keuperquarzit, die schwarze Grestener Schichten, die horizontalschraffirte Barkokalk, die diagonalschraffirte Eocänconglomerat und -Sandstein, die diagonaldichtschraffirte Alveolinenkalk, die weissgelassenen Flächen mit Ausnahme des Thalalluviums cretacische Hüllschiefer, die verticaldichtschraffirten Eocän der südlichen Grenzzone. Maassstab 1:50.000.

Haligocser Insel an den Thalboden des Lipniker Baches herantritt, befindet sich eine wilde, schwer zugängliche Schlucht, deren Bett in Folge des überaus steilen Gefälles mit Unmassen von Dolomitgeröllen erfüllt ist. Schon im unteren Theile fallen unter den Geschieben einzelne weisse Quarzsandsteine auf. Weiter oben kommen auch einzelne graue Kalkschieferstücke vor, und wenn man sich in den westlichen Zweig der Schlucht begibt, so trifft man auf dem Sattel, welcher dieselbe von der weiter westlich folgenden Schlucht scheidet, eine nur wenige Meter mächtige Schichtfolge an, welche die Dolomite und Barkokalke von einander trennt. Es besteht dieselbe aus dunkelgrauen, von Spathadern durchzogenen Kalkschiefern in Verbindung mit gelblichroth verwitternden Mergelschiefern und mit weissen und röthlichen Quarziten, welche eine grosse Aehnlichkeit mit den „Grestener Schichten" der Rauschenbacher Insel besitzen, und zahlreiche Bivalvenreste, aber leider in einem Erhaltungszustand einschliessen, der eine nähere Bestimmung unmöglich macht.

Die Schichtgruppe zwischen Barkokalk und obertriadischem Dolomit lässt sich als schmales, von Südwesten nach Nordosten streichendes Band ziemlich gut verfolgen, ist aber wegen der schwierigen Zugänglichkeit der steilen Felswände nur an wenigen Punkten näher zu studiren. Ein solcher Punkt befindet sich nordöstlich von dem zuerst beschriebenen, in der Nähe des Nordrandes der Klippe. Man beobachtet da von Nordwesten nach Südosten nachstehende Schichtfolge:

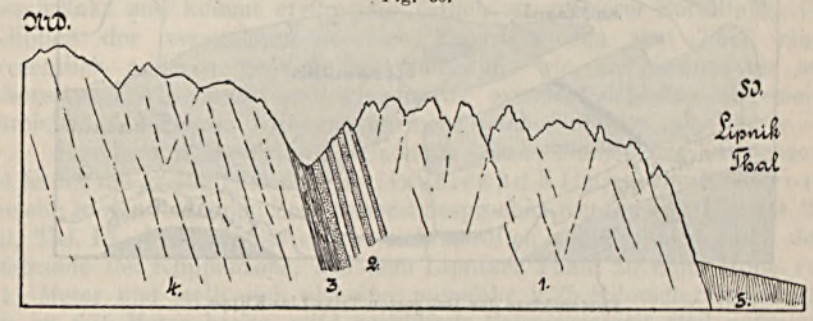
Barkokalk (Fig. 30, 4).

Röthlichbraun verwitternde, innen dunkelgrau gefärbte Kalkschiefer mit Bivalven und einer rundlichen, stark aufgeblähten Terebratel, welche mit der bekannten *T. Grestenensis* identisch zu sein scheint, ferner einer *Rhynchonella sp.* Das petrographische Aussehen entspricht vollständig den Grestener Schichten. Die Mächtigkeit ist hier etwas grösser, als an der erstbeschriebenen Stelle (Fig. 30, 3).

Wechsellagerung von Dolomit mit weissem Quarzit. Drei ziemlich mächtige Quarzitmassen wechseln regelmässig mit ungefähr gleichmächtigem Dolomit (Fig. 30, 2).

Dolomit (Fig. 30, 1).

Fig. 30.



Durchschnitt der Haligocser Trias-Lias-Klippe.

1. Triasdolomit (Muschelkalk).
2. Wechsellagerung von weissem Quarzit und Dolomit (Keuper).
3. Grestener Schichten (Unterlias).
4. Barkokalk (Liaskalk).

Diese Verhältnisse machen es wohl zweifellos, dass wir den Dolomit als Triasdolomit und den Kalk als liassischen Barkokalk aufzufassen haben. Die grauen, röthlichbraun verwitternden Kalkschiefer und Mergelschiefer entsprechen nach ihrer petrographischen Beschaffenheit, ihrem Bivalvenreichthum und nach dem Vorkommen der *T. Grestenensis* wohl sicher den unterliassischen Grestener Schichten und die Wechsellagerung von Quarzit und Dolomit wird man als eine, wenn auch dürftige Vertretung der obertriadischen Keupermergel und Sandsteine betrachten dürfen. Die Kössener Schichten fehlen hier ebenso, wie in der Rauschenbacher Gebirgsinsel, wo ebenfalls keine Spur der sonst so allgemein verbreiteten Kössener Fauna entdeckt werden konnte, obwohl daselbst die Schichtenfolge vom triadischen Dolomit bis zum Lias gewiss vollkommen lückenlos ist.

In dem schmalen Bande, welches die Barkokalke von den Dolomiten trennt, zeigen demnach die Grestener Schichten eine normale

Beschaffenheit, das Niveau der bunten Keupermergel dagegen ist in einer in der Tatra und im Rauschenbacher Gebiete unbekannten, verkümmerten Weise ausgebildet. Die rothen Mergel, welche dieser Abtheilung ein so bezeichnendes Aussehen verleihen, fehlen hier, es sind blos die weissen Sandsteine vorhanden, und diese sind nicht für sich ausschliesslich entwickelt, sondern sie wechsellagern mit Dolomit. Aus dieser Beschaffenheit des oberen Keupers erklärt sich der Mangel einer breiten, auffallenden Einsenkung zwischen Barkokalk und Triasdolomit.

Wäre die Verbreitung der Trias eine ausgedehntere, dann würde es wahrscheinlich möglich sein, die Uebergänge von der normalen Entwicklung derselben bis zu der verarmten Ausbildung in der Haligocser Insel näher zu verfolgen. Da uns aber nur kleine Rudimente des ehemaligen, ausgedehnten Gebirges vorliegen, müssen wir uns mit den oben mitgetheilten Beobachtungen begnügen, aus denen mit Sicherheit hervorgeht, dass die Haligocser Insel nicht als Choesdolomit anzusprechen ist, sondern aus viel älteren, triadischen und unterliassischen Ablagerungen besteht.

Sowohl die Dolomite, wie die Grestener Schichten und die Barkokalke fallen sehr steil nach Ostsüdost ein (Fig. 29), die Schichtenfolge ist demnach überstürzt. Das Hauptstreichen, welches am besten aus dem Verlaufe der Grestener Schichten hervorgeht, ist von Südwesten nach Nordosten gerichtet, stimmt also nicht mit der Längserstreckung der Insel überein, sondern verläuft quer darauf. Die Haligocser Insel stellt sich somit als ein „Diagonalhorst“ im Sinne v. Richthofen's dar.

Die Streichungslinie der Haligocser Insel zeigt ferner dieselbe Richtung, die auch im Rauschenbacher Gebirge herrscht, ist dagegen verschieden vom Hauptstreichen der Juraklippen.

Die Umhüllung der Haligocser Klippe besteht aus den bereits näher beschriebenen gelblichen, grünlichen und grauen Kalkschiefern von Huta, welche in untergeordnetem Maasse mit rothen Schiefern und Sandsteinen verbunden sind. Im Sattel zwischen der alten Insel und der Höhe Naplasni wurden in diesen Schichten Inoceramenfragmente aufgefunden.

Das Westende der Haligocser Klippe ist nicht bewaldet und mangelhaft aufgeschlossen. Westlich von der Hauptklippe befinden sich zwei kleinere Partien von Barkokalk, welche ringsum von Hüllschiefern umgeben sind. Der Liaskalk scheint hier etwas fossilreicher zu sein, es wurden wenigstens in losen Blöcken einige Terebrateln und Spuren anderer Fossilien aufgefunden.

Nordöstlich von der Haligocser Insel erhebt sich der ostwestlich gestreckte Felsrücken der Aksamitka und Tokarnia (Fig. 29 und 42) welcher, wie schon G. Stache erkannt hat, hauptsächlich aus Nummuliten führendem Conglomerat zusammengesetzt ist und insofern in engem Zusammenhange mit der Haligocser Trias-Liasklippe steht, als er grösstentheils aus dem Material der letzteren gebildet erscheint. Da dieses Conglomerat der Klippenhülle angehört, wird es erst bei Beschreibung der letzteren eingehender gewürdigt werden können.

Klippen der versteinerungsreichen Facies.

Der westliche Theil des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes ist sehr arm an Klippen der versteinerungsreichen Facies. Eine Anzahl von Einzelklippen bilden eine Reihe, die sich an die grosse Klippe im Pieninenbache anschliesst, dem geänderten Hauptstreichen entsprechend, anfangs gegen Ostsüdosten, dann immer mehr gegen Südosten streicht und über Jaworki und Bialawoda gegen Littmanowa und Jarembina verläuft. Eine zweite Klippenreihe beginnt ganz unvermittelt am Rabstein, südlich von der Hauptreihe, und streicht in paralleler Richtung entlang dem ungarisch-galizischen Grenzkamm gegen Littmanova und Jarembina, wo die Vereinigung der beiden Klippenreihen stattfindet (vergl. Taf. X). Einzelne Klippen dieses Abschnittes zeichnen sich durch bedeutende Grösse aus, wie die Klippe von Javorki, welche die massigste, wenn auch nicht längste Klippe der versteinerungsreichen Facies im ganzen pieninischen Klippenzuge vorstellt, ferner der Rabstein, die Vysokie skalki (Branntweintöppchen) und mehrere andere. Ich werde zunächst die Klippen der nördlichen Hauptreihe von Szczawnica bis Jarembina besprechen und dann auf die südliche Parallelreihe übergehen.

Als das westlichste Vorkommen der Hauptreihe ist eine kleine, aus rothem Ammonitenkalk bestehende Klippe anzusehen, welche in Unter-Szczawnica aus dem Alluvium des Dunajec, am gegenwärtigen Niederwasserstandsufer dieses Flusses mit südlich fallenden Schichten aufragt. Es tritt diese Klippe wohl ein wenig gegen Norden aus dem Streichen der Hauptreihe heraus, kann aber immerhin noch der letzteren eingefügt werden.

Die zusammenhängende Klippenreihe beginnt in der Gegend von Szafranówka, südlich von Szczawnica, am ungarisch-galizischen Grenzkamme, der von hier bis zu den Vysokie skalki dem Hauptstreichen der Klippenzone parallel läuft und ungefähr die Mitte derselben einnimmt. In Szafranówka erscheint zunächst eine ziemlich mächtige Klippe von weissem Crinoidenkalk (Taf. IX, Prof. 6) und in geringer Entfernung folgt südsüdöstlich davon eine kleinere, schon auf dem ungarischen Abhange gelegene, ebenfalls aus weissem Crinoidenkalk bestehende Klippe, die dadurch ausgezeichnet ist, dass hier zwischen typischem weissen Crinoidenkalk weisser und schmutziggrünlicher Hornstein in regelmässigen, dünnen Lagen eingeschaltet ist. Die Schichten fallen in Uebereinstimmung mit der grossen Klippe im Pieninenbache nach Norden ein.

In der Umgebung dieser Klippen befinden sich mehrere Hornsteinkalkfelsen, welche den Hauptkamm einnehmen. Die Klippen der versteinerungsreichen Facies erscheinen dadurch in der weiteren Fortsetzung auf den, Szczawnica zugekehrten Nordabhang abgedrängt, wo zwischen Zabawa und dem Jarmutaberge eine Anzahl kleinerer Klippen nachweisbar ist, die zwar keine streng linear angeordnete Reihe bilden, aber doch im Allgemeinen deutlich genug in ostsüdöstlicher Richtung aufeinander folgen, um als zusammengehörig angesprochen werden zu können. Einige von diesen Klippen, und zwar gerade die bei Zabawa gelegenen, sind so unbedeutend, dass sie leicht übersehen werden

können. Sie ragen kaum aus der Schieferhülle auf und dürften wohl nur sogenannte Blockklippen darstellen. Zwei von diesen Diminutivklippen bestehen aus weissem Crinoidenkalk, die übrigen aus Czorsztyner Kalk. Bei den grösseren ist eine nördliche Fallrichtung der Schichten erkennbar. Die beiden östlichsten dieser Klippen, die nahe der Jarmuta gelegen sind, zeigen eine dem Hornsteinkalke sehr nahe stehende Ausbildung.

Als weitere Fortsetzung der nördlichen Hauptreihe des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes ist die von einem Schwarme kleinerer Klippen umgebene Klippe von Jaworki anzusehen, welche im pieninischen Zuge unter allen Klippen der versteinerungsreichen Facies die bedeutendsten Dimensionen zeigt (Fig. 31, 32 und 33).

Die Massenentwicklung dieser merkwürdigen Klippe würde wohl kaum mit voller Sicherheit erkennbar sein, wenn dieselbe nicht durch einen kleinen Nebenbach, der vom Hauptkamme herabkommt, tief durchschnitten werden würde. Man hat hier ein Miniaturbeispiel des alten, noch immer nicht allseitig befriedigend gelösten Problems der Bildung der Durchbruchsthäler vor sich.[1]) Ein unbedeutendes Gewässer, das über ein aus leicht verwitterbaren, grösstentheils thonigen, rothen Schiefern zusammengesetztes Gehänge herabfliesst, bahnt sich eine schmale Gasse in hartem Kalkfels, der sich an den Ufern des nur wenige Meter breiten Bächleins mit steilen Wänden an 100 Meter hoch über die Bachsohle erhebt.[2]) Der Felseinschnitt, der die Richtung von Südsüdost nach Nordnordwest einhält, hat eine Länge von 700 Meter und die Breite der nachweisbar zusammenhängenden Felsmasse beträgt 1 Kilometer.

Der geologische Bau dieser ansehnlichen Klippe ist ein höchst einfacher. Die Felswände im Kamionkabache bestehen bis nahe zur oberen Kante aus typischem weissem Crinoidenkalk, der nur hier und da Spuren von Schichtung erkennen lässt (Fig. 31). Darüber liegt eine kaum 4—6 Meter mächtige Decke von rothem Czorsztyner Kalk, welcher von der Mitte aus nach Osten und Westen flach abfällt und gleichzeitig eine schwache Neigung nach Norden aufweist.

Auf der Ostseite verschwinden die Czorsztyner Kalke sehr bald unter einer dünnen Decke von rothen Schiefern und Fleckenmergeln, welche ebenso, wie die geologisch ältere Unterlage, flach gelagert sind. Das Absinken der Klippenmasse und das Untertauchen unter die Hüllschiefer scheint nicht nur die Folge der Schichtneigung zu sein, sondern

---

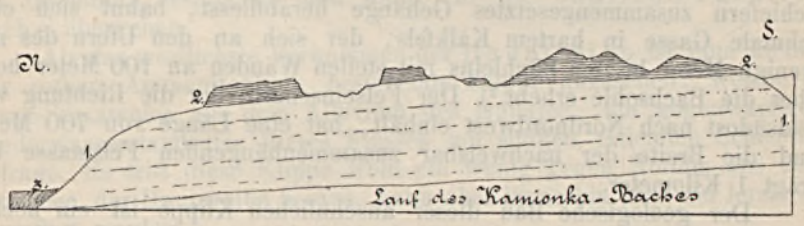
[1]) Aehnliche Beispiele gibt es in der Klippenzone viele; ich erwähne nur die Stankówka und Babierzówka, die erste Klippe von Biala woda, die „Backofen"-Klippe von Jarembina.

[2]) In dem vorliegenden Falle dürfte folgende Erklärung annehmbar erscheinen: Der Kalkfels war ursprünglich von denselben weichen Gesteinen bedeckt, welche jetzt seine Umgebung bilden. Das Gerinne war früher in diesen Deckschiefern angelegt, bis die Erosion bei der Kalkmasse angelangt war. Es mochte zu einer Aenderung des Bachbettes kein Grund vorhanden gewesen sein, so dass die Möglichkeit gegeben war, die erste schwache Furche im Kalkstein auszuhöhlen. Einmal in feste Ufer gebannt, musste dann der Bach seine Richtung beibehalten und immer tiefer den Kalkfels durchschneiden. Dieselbe Erklärung dürfte auch für den Pieninendurchbruch gelten, der demnach mit den genannten Klippen in die Kategorie der epigenetischen Durchbruchsthäler Richthofen's gehört.

es sind ausserdem kleine Absitzer vorhanden, von denen namentlich einer im nördlichen Theile der grossen Klippe gut erkennbar ist (Fig. 32). Auf der Ostseite der grossen Klippe kommen die unter der cretacischen Hülle verschwindenden Jurakalke zunächst nicht wieder zum Vorschein, das Terrain bleibt weithin klippenfrei, nur an das südöstliche Ende derselben schliesst sich ein Klippenzug an, welcher in ziemlich dichtem Schwarme in östlicher Richtung gegen die Bialawoder Klippen streicht und später noch kurz Erwähnung finden wird.

Etwas complicirter gestalten sich die Verhältnisse auf der West- und Südseite der grossen Klippe. Die Czorsztyner Kalkdecke fällt auch hier allmälig ab und ist zum Theil unter einer dünnen Auflagerung von rothen Schiefern und Fleckenmergeln verborgen. Wenn man die Decke der Westhälfte der Klippe und namentlich die Partien an der Kante des Thaldurchbruches aufmerksam begeht, erkennt man, dass die Decke der auflagernden Czorsztyner Kalke nicht vollständig continuirlich ist, sondern stellenweise fehlt. Was aber dabei besondere Beachtung verdient, ist der Umstand, dass die Flächen, wo der Czor-

Fig. 31.



Durchschnitt der grossen Klippe von Jaworki, entlang dem Kamionkabache.

1. Crinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk und Tithon.
3. Cretacische Hüllschiefer.

sztyner Kalk entfernt ist, nicht etwa den darunter liegenden weissen Crinoidenkalk erkennen lassen, sondern eine, wenn auch wenig mächtige Auflagerung von rothen Hüllschiefern. Bei dem Umstande, dass die Lagerung eine ganz flache ist, muss angenommen werden, dass der Czorsztyner Kalk an diesen Stellen entfernt wurde, bevor noch der rothe cretacische Hüllschiefer zum Absatz gelangte.

Die Hüllschiefer nehmen gegen Süden, wo das Terrain allmälig ansteigt, so sehr überhand, dass sich die Decke der Czorsztyner Kalke nur in Form zahlreicher, ziemlich grosser, isolirt erscheinender Klippen bemerkbar machen kann. Dass alle diese Klippen thatsächlich nichts Anderes sind, als Bestandtheile einer und derselben Czorsztyner Kalkdecke, sieht man sehr gut an den Klippen, die südlich von der grossen Klippe im Bacheinschnitt zum Vorschein kommen und muss dies auch sowohl aus der Gesammtlagerung, wie aus den Lagerungsverhältnissen der einzelnen Felsmassen entnehmen, welche stets flach liegende Schichten erkennen lassen. Offenbar sind es zahlreiche kleinere Brüche, welche Theile dieser einheitlichen Decke in verschiedene Niveaus gebracht haben. Eine Anzahl kleinerer Czorsztyner Kalkklippen, welche un-

mittelbar südlich von der Hauptklippe im Bacheinschnitt gelegen sind, stellen offenbar abgesunkene Partien der einheitlichen Czorsztyner Kalkdecke vor, während die höher oben befindlichen so ziemlich das Normalniveau einnehmen.

Noch weiter südlich folgt eine Reihe von ziemlich grossen Klippen von weissem Crinoidenkalk (Taf. VII), zwischen welchen sich kleine Partien von Hornsteinkalken (Opalinushorizont?) befinden. Offenbar stehen diese Crinoidenkalke mit dem der grossen Klippe in Zusammenhang. Sie erscheinen in der Höhe von ungefähr 760 Meter, während der Crinoidenkalk der grossen Klippe die Höhe von 560 bis 700 Meter einnimmt. Es ergibt sich also ein Höhenunterschied, der nur zum Theil durch die schwache Neigung der ganzen Juramasse nach Norden erklärt werden kann. Daneben müssen auch Brüche mit Absenkung der nördlichen Partie eine Rolle spielen. Der auf Taf. VII enthaltene Lichtdruck gibt eine gute Vorstellung von dem Auftreten dieser Klippen und lässt auch am rechten Rande den äussersten Abschnitt der fast horizontal gelagerten Czorsztyner Kalkdecke der grossen Klippe von Jaworki erkennen.

Vom Nordende der grossen Klippe erstreckt sich gegen Südwest eine langgedehnte Czorsztyner Kalkdecke, welche fast bis zum Krupianabach ununterbrochen zu verfolgen ist (Fig. 33). Am Rande derselben kommt an einer Stelle weisser Crinoidenkalk zum Vorschein. Nördlich von dieser Partie erscheint eine Gruppe von grossen und dichtstehenden Klippen, welche ein ziemlich starkes Einfallen gegen die Hauptklippe erkennen lassen. Am besten drückt sich dies bei den nördlichsten dieser Klippen aus, die an der Strasse nach Jaworki gelegen und in drei, ziemlich klar ausgeprägten Reihen angeordnet sind. Schon die ostwestlich gestreckte, schmale Kammform dieser Felsen deutet eine steile Schichtstellung an, die sich an den Punkten, wo Czorsztyner Kalke vorkommen, als nach Süden, gegen die Hauptklippe gerichtet erweist. Merkwürdigerweise zeigt eine von diesen Klippen, und zwar die östlichste, unmittelbar an die Thalung angrenzende, überkippte Schichtfolge; Czorsztyner Kalke fallen unter weisse Crinoidenkalke ein.

Fig. 32. Durchschnitt der grossen Klippe von Jaworki. 1. Crinoidenkalk. 2. Czorsztyner Kalk und Tithon. 3. Cretacische Hüllschiefer.

Die am Krupianabache gelegenen Klippen haben wohl eine etwas flachere Lagerung, die aber auch gegen die Hauptklippe einfällt. Die

Klippe auf der rechten Seite dieses Baches besteht zu oberst aus gewöhnlichem Czorsztyner Kalk, der nach unten in Hornsteinkalk übergeht, nach Ostnordost ziemlich flach einfällt und im Norden von hellen Fleckenmergeln der Klippenhülle umgeben wird. Im Bache selbst ist flachliegender Hornsteinkalk aufgeschlossen, der, wie es den Anschein hat, unter den weissen und röthlichgrauen Crinoidenkalk der Klippe am linken Ufer des Krupianabaches einfällt und daher wohl den

Fig. 33.

Kartenskizze der Klippen von Jaworki. Maassstab 1 : 25.000.

Die punktirten Flächen bedeuten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die verticalschraffirten Hornsteinkalk, die horizontalschraffirten cretacische massige Sandsteine, die weissgelassenen cretacische Hüllschiefer, die diagonalschraffirte Schiefer und Sandsteine der nördlichen Grenzzone, die gekreuztschraffirte Andesit.

Opalinushorizont vertreten dürfte. Die unmittelbare Auflagerung ist jedoch leider nicht zu sehen. Er ist im Bache eine ziemliche Strecke weit aufgeschlossen und wird durch eine von Südsüdost kommende, nach Osten einfallende Fläche scharf abgeschnitten und von schwarzen Schiefern unterlagert, die der Klippenhülle angehören dürften. Auf der rechten Seite des Baches erhebt sich eine Klippe, die aus röthlichgrauem Crinoidenkalk und Czorsztyner Kalk besteht. Wahrscheinlich

bilden der Hornsteinkalk, der im Bache aufgeschlossen ist, und die beiden Klippen am rechten und linken Ufer des Krupianabaches eine zusammenhängende Klippenmasse, wie dies für die Karte angenommen werden musste. Die Zusammensetzung und Lagerung derselben ist jedoch nicht mit genügender Klarheit erkennbar. Aus Allem, was zu beobachten ist, geht jedoch hervor, dass die Czorsztyner Kalke dieser Klippe gegen die Hauptklippe einfallen.

Noch deutlicher sieht man dies bei den beiden grossen Klippen, die weiter nördlich von den beschriebenen zu beiden Seiten des Krupianabaches gelegen sind. Beide bestehen zu unterst aus Crinoidenkalk, welcher von Czorsztyner Kalk überlagert wird. Die Schichten fallen nicht steil, aber doch merklich gegen die Hauptklippe ein (vgl. Fig. 32).

Die Lage der Klippen gegen einander erhellt aus der beistehenden Kartenskizze, welche ferner zeigt, dass auch im Hauptthale von Jaworki zwischen der grossen Klippe und der Kirche einige Klippen von winzigen Dimensionen zum Vorschein kommen, die wohl nur Blockklippen vorstellen dürften.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, dass die Klippengruppe von Jaworki nach einem Typus gebaut ist, der in den ganzen westlichen Pieninen von der Arvaer Grenze an völlig unbekannt ist. Wir haben hier nicht reihenförmig angeordnete Klippen vor uns, deren Schichtstreichen mit dem Verlaufe der Klippenreihe und mehr oder minder auch mit dem Hauptstreichen der ganzen Zone parallel läuft, sondern eine Klippengruppe, bestehend aus einer grossen, massigen Hauptklippe, die von einer Anzahl kleinerer Klippen umgeben wird. Die Klippen dieser Art lassen das gleichmässige, meist steile Einfallen nach Südsüdwest oder Nordnordost, das die reihenförmig angeordneten Klippen kennzeichnet, gänzlich vermissen; sie zeigen flache, nicht selten fast horizontale Lagerung. Die grosse Hauptklippe bildet eine einfach und regelmässig gebaute Scholle, die sich als ein überaus flaches, kuppelförmiges Gewölbe darstellt, welches zugleich ein wenig gegen Norden geneigt ist und nur untergeordnete, kleine Verwerfungen erkennen lässt. An ihren Rändern ist diese Scholle durch Brüche abgeschnitten und ebenso müssen die kleinen Klippen unter einander durch Brüche, die in ihrer Gesammtheit ein ziemlich verwickeltes Bruchnetz bilden, abgegrenzt sein. Am Südrande der ganzen Klippengruppe treten Crinoidenkalke hervor, gegen welche die Hauptklippe ein wenig nach Norden gesenkt erscheint, während die kleineren Schollen nördlich und westlich von der Hauptklippe gegen die letztere einfallen.

Ausser durch ihren Bau und ihre Grösse, erregt die Hauptklippe von Jaworki noch durch den Umstand Interesse, dass sie den einzigen Punkt bildet, an welchem Hinweise auf eine vorcretacische Erosion des jurassischen Gebirges bemerkbar sind. Die Zusammensetzung bietet dagegen nichts Auffallendes dar. Die grosse Mächtigkeitsdifferenz zwischen dem weissen Crinoidenkalk (circa 100 Meter) und den rothen Malmkalken (4—6 Meter) ist hier sehr augenfällig. In der Richtung gegen Westen scheint sich übrigens die Mächtigkeit des Crinoidenkalkes erheblich zu vermindern, wie aus den Klippen am Krupianabache hervorzugehen scheint, und gleichzeitig ändert sich auch die Zusammen-

setzung. Während die Hauptklippe aus typischem, weissem, grossspäthigem Kalk besteht, zeigen die Krupianaklippen einen grauen oder röthlichen, zum Theil sehr kleinspäthigen Crinoidenkalk.

Wie schon im Vorhergehenden angedeutet wurde, reihen sich an die südöstliche Begrenzung der Jaworker Hauptklippe eine Anzahl kleinerer Klippen an, welche in einem anfangs schmalen, dann ziemlich breiten Zuge gegen Osten streichen (vergl. Taf. IX, Prof. 8, Fig. 33). Diese Klippen bestehen grösstentheils aus Czorsztyner Kalk, der aber an vielen Punkten mit Hornsteinkalk verbunden ist, und in grauen Kalk von der Beschaffenheit des gewöhnlichen Hornsteinkalks übergeht. Manche dieser Klippen liessen sich ebenso gut als Czorsztyner Kalk, wie als Hornsteinkalk ausscheiden. Die Schichtneigung ist meist eine ziemlich flache und zeigt keinerlei Gesetzmässigkeit. In der Gegend des Skalski potok liegt eine Anzahl reiner Hornsteinkalkklippen in diesem Zuge. Crinoidenkalk kommt nur an einer Stelle in Verbindung mit Czorsztyner Kalk zum Vorschein, und zwar bei einer Klippe, die ganz nahe bei der grossen Jaworker Klippe, am Wege von Jaworki in den oberen Kamionka potok gelegen ist. Wenngleich dieser Klippenzug als Ganzes ein regelmässiges Streichen gegen Osten zeigt, ist doch bei den einzelnen Klippen in Folge ihrer flachen Lagerung keine gesetzmässige, scharf ausgesprochene Streichungsrichtung wahrzunehmen. Damit steht in Zusammenhang, dass diese Klippen meist keine vorherrschende Längserstreckung zeigen und, wenn ja, diese mit dem Hauptstreichen nicht übereinstimmt.

Dieser Klippenzug vereinigt sich in Białawoda mit einem Klippenstrich, welcher durch das Dorf und Thal von Białawoda in der Richtung von Nordwest nach Südost zieht und knapp am Nordrand der Klippenzone gelegen ist. Er beginnt mit einer mächtigen, ungefähr 400 Meter langen und bis zu 200 Meter breiten Klippe von weissem Crinoidenkalk, welche ähnlich wie die Hauptklippe von Jaworki vom Białawodabache durchschnitten wird[1]) (Taf. IX, Prof. 8).

Am Ost- und Westende ist die Klippe breiter und wird vom Białawodabache durchbrochen, die mittlere Partie ist schmäler und der Bach fliesst an der Nordgrenze derselben. Der Crinoidenkalk ist hier, was sehr selten der Fall ist, wohl- und dünngeschichtet und man erkennt, dass die Schichten, wie bei der grossen Jaworki-Klippe, sehr flach gelagert sind. Auf der Südseite grenzen an das Juragestein zunächst rothe und grünliche Mergelschiefer und Fleckenmergel, rothe Schiefer und schieferige Sandsteine; auf der Nordseite schwärzliche Schiefer.

Die Klippe, welche unmittelbar südöstlich auf die beschriebene Crinoidenkalkscholle folgt, besteht der Hauptsache nach aus drei schmalen, langen Streifen von Czorsztyner Kalk und Tithon, welche flach südwärts einfallen. Der unterste, nahe dem Bache und am Bache selbst gelegene Streifen ist gegen Norden durch eine ostwestlich streichende, glatte, scharfe Kluftfläche abgeschnitten, welche steil gegen Süden einfällt. Längs der dadurch gebildeten, fast schnurgeraden, glatten

[1]) Die Entstehung des Durchbruches in der oben angedeuteten Weise ist hier besonders deutlich zu erkennen.

und etwas überhängenden Wand führt ein Mühlgraben, in dem schon die schwärzlichen Hüllschiefer zu sehen sind, die nahe dem westlichen Ende der Wand, bei der Mühle, in Fucoidenmergel übergehen. Die Wand selbst besteht aus Tithonkalk. Nur an einer Stelle treten helle Crinoidenkalke auf, über deren Alter ich zu keinem bestimmten Resultate kommen konnte. Vielleicht sind es nur Tithoncrinoidenkalke, obwohl sie dem Aussehen nach eher als Doggercrinoidenkalke anzusprechen wären. Am Ostende der Wand wird dieselbe vom Bache angeschnitten, der über den Kalkfels in Form einer kleinen Cascade herabfällt.

An dieser Stelle sind die hellrothen Tithonkalke sehr reich an Versteinerungen, namentlich Brachiopoden, wie Neumayr hervorgehoben hat. M. Neumayr führt von hier folgende Arten an:

Aptychus Beyrichi Opp.,
Terebratula discissa Zitt.,
„ *Bouei Zeusch.,*
„ *carpathica Zitt.,*
Macandrewia pinguicula Zitt.,
Megerlea Wahlenbergi Zeuschn.,
„ *tatrica Zitt.,*
Rhynchonella Suessi Zitt.,
„ *Hoheneggeri Suess.,*
„ *Agassizi Zeusch.,*
„ *capillata Zitt.*

Zittel citirt ausserdem von hier *Terebratula sima Zeusch., T. planulata Zeusch. (?)* und Alth[1]) endlich fügt noch *Terebratula diphya Col., Balanocrinus subteres Mill., Placunopsis tatrica Zitt.* und *Phylloceras silesiacum Opp.* hinzu.

Die rothen Kalke dieser Klippenzüge, namentlich die des untersten, dürften hauptsächlich aus Tithon bestehen; es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass dieser selbst, wie schon angedeutet wurde, und noch mehr die weiter oben gelegenen Züge auch tiefere Schichten enthalten, die durch kleine Brüche in dasselbe Niveau gerückt sein können, wie die tithonischen Brachiopodenkalke des Wasserfalls. Jedenfalls stehen diese langen, schmalen Züge, die oberflächlich zum Theil durch rothe und schwärzliche Schiefer und Fucoidenmergel getrennt werden, mit einander in Zusammenhang, und man darf annehmen, dass sie durch Brüche, die der Längserstreckung dieser Klippen ungefähr parallel laufen, in verschiedene Höhen gebracht wurden.

Nahe dem südöstlichen Ende der beschriebenen Klippen befindet sich am Ausgange eines kleinen nördlichen Seitenbaches eine unbedeutende aus Crinoidenkalk, Czorsztyner Kalk und Tithon bestehende Klippe, an welche sich noch zwei kleinere Tithonklippen anreihen. Es folgt sodann in östlicher Richtung eine grössere Klippengruppe, welche an der Umbiegungsstelle des Białawodabaches am rechten Ufer desselben gelegen ist. Die grösste der Klippen dieser Gruppe besteht aus typischem, weissem Crinoidenkalk, welcher gegen Norden einfällt. Nur am Ostende scheint eine kleine Partie der jüngeren rothen Kalke vorhanden zu sein.

[1]) Opis geognost. Szczawnic etc., pag. 31.

Ebenso ist eine kleinere Klippe westlich und eine grössere südöstlich davon aus Doggercrinoidenkalk zusammengesetzt. Nördlich von der letzteren befindet sich eine kleine Partie von schieferigem Hornsteinkalk (Opalinus-Horizont?), westlich davon liegen am Bachrande zwei kleine Felsen, die ebenfalls aus weissem Crinoidenkalk zusammengesetzt sind. Mitten zwischen diesen Crinoidenkalkklippen tritt eine schmale Partie von rothen Malmkalken auf, welche von den Crinoidenkalken oberflächlich durch Hüllschiefer getrennt ist. Im westlichen Theile dieser kleinen Gruppe ist noch eine ziemlich grosse Crinoidenkalkmasse hervorzuheben, welche unmittelbar von tithonischen, dünngeschichteten hellröthlichen Brachiopodenkalken überlagert wird. In der Fortsetzung dieser letzteren Kalke, welche gegen Westsüdwest einfallen, befindet sich im Bachbette und am linken Ufer eine schmale Tithonkalkzone, welche mit der ersteren wahrscheinlich unmittelbar zusammenhängt. Die Schichten fallen gegen Westsüdwest ein und man sieht hier sehr deutlich die Hüllschiefer concordant unter die Tithonkalke einfallen. Die Crinoidenkalke der Hauptklippe dieser Gruppe sind gegen Norden geneigt, die übrigen Klippen zeigen, soweit erkennbar, eine entgegengesetzte Fallrichtung.

In südöstlicher Richtung folgen einige Klippen von rothem Malm- und hellem Tithonkalk, welche ungefähr eine Doppelreihe bilden. In dieser Gegend und in der Gegend nördlich von der vorher beschriebenen Klippengruppe schliesst sich jene langgestreckte, ostwestlich streichende Zone von Czorsztyner und Hornstein-Kalkklippen an, die sich an das südöstliche Ende der grossen Jaworker Klippe anreihen und nach Verquerung des Skalski potok mit den Klippen von Białawoda zusammentreffen.

Die Klippenreihe von Białawoda endet auf galizischem Gebiete mit einer mächtigen Klippe von Crinoidenkalk, deren Dimensionen der grossen Crinoidenkalkklippe, mit welcher die Białawodareihe beginnt, gleichkommen. Auf der Südseite dieser Klippe lehnt sich der Bachlauf eng an den Felsen an, schliesst aber schon die Gesteine der Klippenhülle, graublaue Schiefer und Hieroglyphensandsteine mit breiten Spathadern auf. Man hat hier einen jener nicht allzu häufigen Fälle zu constatiren, wo die Klippen nicht von rothen Schiefern und Fleckenmergeln umgeben werden. Die Klippe selbst ist dadurch bemerkenswerth, dass die untere Partie aus rosarothem, die obere aus weissem Crinoidenkalk besteht. Die Schichten fallen ziemlich flach nach Norden.

Die Fortsetzung der Klippenreihe Jaworki-Białawoda bildet auf ungarischem Gebiete die durch eigenthümliche Anordnung und regelmässigen Bau ausgezeichnete Klippengruppe und -Reihe nördlich von Littmanowa. Die 1·8 Kilometer lange Strecke zwischen der letzten grossen Crinoidenkalkklippe von Białawoda und den ersten Klippen von Littmanowa ist bis auf einen ganz kleinen Fels von rothem Malmkalk, der nahe der ungarisch-galizischen Grenze, auf ungarischem Gebiete gelegen ist, vollständig klippenfrei. Um so eigenthümlicher ist es, dass die Klippenreihe von Littmanowa mit einer grossen Anzahl von Klippen unvermittelt beginnt, welche quer auf das Streichen, in der Richtung von Südwestsüd gegen Nordnordost angeordnet sind (Fig. 34).

In Littmanowa hat man zwei Klippenstriche zu unterscheiden, einen nördlich, den anderen südlich vom Roszdilbache. Der erstere bildet

in seinem östlichen Theile eine mit der grössten Regelmässigkeit entwickelte, einfache, lineare Klippenreihe, in seinem westlichen dagegen stellt er sich als eigenthümlich gestaltete Gruppe von nahezu quadratischem Umriss dar. Die äusseren Begrenzungen verlaufen linear, innerhalb des Rahmens derselben liegen jedoch zahlreiche Klippen in ziemlich regelloser Anordnung, wie sich dies aus der beistehenden Kartenskizze am besten erkennen lässt.

Fig. 34.

Kartenskizze der Klippen von Littmanowa. Maassstab 1 : 25.000.

Die punktirten Flächen bedeuten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die verticalschraffirten Hornsteinkalk, die diagonalschraffirten massige Sandsteine der Klippenhülle, die gekreuztschraffirten Conglomeratsandstein mit Geschieben der versteinerungsreichen Facies, die weissen mit Ausnahme der nördlichen Grenzzone und des Magurasandsteins cretacische Hüllschiefer.

Die Klippen dieser Gegend bestehen namentlich aus Czorsztyner Kalk und rothen, grauen und grünlichen Kalken und Aptychenschiefern mit Hornsteinen. Sehr viele davon zeigen keine ausgesprochene Facies, sie erinnern an den Czorsztyner Kalk, jedoch mit lebhaften Anklängen an den Hornsteinkalk. Der Uebergang dieser beiden Facies ist hier ein so vielfältiger, so allmäliger und unmerklicher, dass die Entscheidung, ob gewisse Kalke der versteinerungsreichen oder der Hornsteinkalkfacies zuzuweisen sind, hier sehr schwierig, ja unmöglich wird. Crinoidenkalke sind hier nur sehr spärlich entwickelt.

Nahe dem Nordrande der Gruppe liegen vier kleine Klippen von weissem Crinoidenkalk und eine etwas grössere befindet sich in der südlichen Reihe derselben. Die Lagerungsverhältnisse sind leider bei vielen Klippen sehr unklar. Im Allgemeinen scheint südliches und flaches Einfallen vorzuherrschen, steil stehende Schichten wurden bei keiner dieser Klippen beobachtet.

Noch bevor die Klippengruppe den Littmanowabach erreicht, geht sie in eine einfache Reihe über, die anfangs aus ziemlich grossen Czorsztyner Kalkklippen besteht. Im Bache selbst und östlich davon befinden sich einige kleinere Czorsztyner Kalkklippen und sodann folgen 5 grössere Klippen, welche streng linear angeordnet sind und zum Theil nur aus Crinoidenkalk bestehen, zum Theil neben diesem auch noch die jüngeren Malmkalke aufweisen. Die Schichten fallen übereinstimmend gegen Süden. Eine grössere, aus Czorsztyner Kalk zusammengesetzte Klippe ist dieser Reihe im Süden vorgelagert. Zusammengenommen ergiebt sich demnach das Bild grösster Regelmässigkeit.

Die Klippenreihe südlich vom Roszdilbache unterscheidet sich in Bezug auf ihre Zusammensetzung von der nördlichen durch das Auftreten typischer Hornsteinkalke, welche hier in überwiegender Zahl entwickelt sind. Dazwischen treten einige kleine Klippen von Czorsztyner Kalk auf, und östlich vom Littmanowabache kommen auch einige Crinoidenkalkfelsen hinzu. Die Klippen, mit denen diese Reihe beginnt, sind westlich vom Littmanowabache sehr klein; erst in der Nähe dieses Baches erheben sich mehrere grössere Hornsteinkalkzüge, welche nordwärts einfallen. Im Bache selbst erscheint eine Hornsteinkalkklippe angeschnitten, welche Uebergänge in den Czorsztyner Kalk aufweist und im Norden von Conglomeraten begleitet wird, die weiter unten ausführlicher beschrieben werden sollen.

Südlich von diesen Vorkommnissen liegt westlich von Littmanowa ein schmales, langgestrecktes Hornsteinkalkband und eine kleine Klippe derselben Zusammensetzung tritt mitten im Dorfe, auf der Ostseite des Baches auf. Es sind dies Klippen, welche den Uebergang zu der südlichen Parallelreihe des Szczawnic-Jarembiner Zuges vermitteln.

Oestlich vom Littmanowabache besteht die Hauptreihe zunächst aus mehreren kleineren Hornsteinkalkklippen, zwischen welchen die schon erwähnten drei Crinoidenkalkklippen gelegen sind. Es folgt sodann eine schmale, aber sehr langgestreckte Hornsteinkalkklippe, welche die Höhe zwischen dem Littmanowa- und dem Jarembina- (Za Dil-) Bache einnimmt und an ihrem Ostende knieförmig umgebogen erscheint (Fig. 36). Oestlich von diesem Knie befinden sich zwei kleine Crinoidenkalkklippen, nördlich davon zwei Czorsztyner Kalkklippen und an das Ostende reiht sich ferner eine langgestreckte Hornsteinkalkklippe an, welche bis in den Zadilbach hinabzieht und wiederum deutliche Anklänge an die Facies der rothen Ammonitenkalke erkennen lässt.

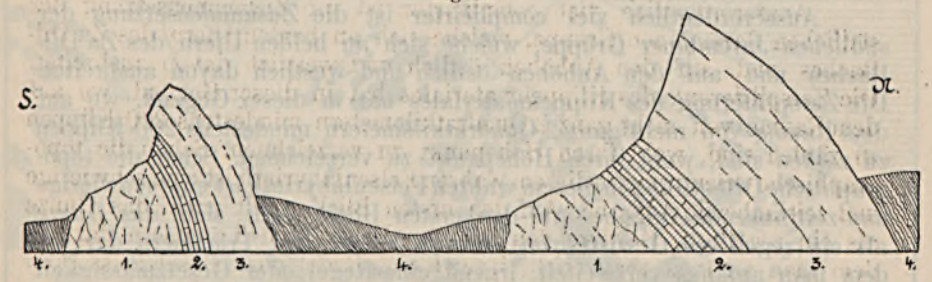
Mit diesen Klippen ist man bereits in das Gebiet der Jarembiner Gruppe gelangt, welche in der vollständigsten Weise die Verbindung zwischen der Hauptreihe und der südlichen Parallelreihe des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes herstellt.

Die Jarembiner Klippen (Fig. 35—39, Taf. VIII), welche nördlich vom Dorfe zu beiden Seiten des Jarembiner Baches gelegen sind,

bilden eine nördliche und eine südliche Gruppe, welche von einander durch eine ungefähr ostwestliche, zum Theil aus massigem Sandstein bestehende klippenfreie Zone getrennt sind, deren Breite nur ungefähr 350 Meter beträgt. Die weithin sichtbare Cyrill- und Methud-Kapelle steht auf diesem klippenfreien Streifen. Die kleinere nördliche Gruppe schliesst, wie schon erwähnt wurde, unmittelbar an die Littmanower Reihe an. Die langgestreckte Klippe auf der Westseite des Za Dilbaches findet ihre Fortsetzung in mehreren grösseren Klippen auf der Ostseite desselben, welche zum Theil als Czorsztyner und Tithonkalk anzusprechen sind, zum Theil eine zwischen Czorsztyner Kalk, versteinerungsreichem Tithonkalk und Hornsteinkalk schwankende Ausbildungsweise zeigen.

Es gilt dies namentlich von den zwei grössten Klippen dieser Region, von denen die eine langgestreckt ist, die andere einen quadratischen Umriss zeigt. Der Südwestrand der letzteren besteht aus Czorsztyner Kalk, gelblichem, späthigem Tithonkalk mit *T. diphya,* und dichtem,

Fig. 35.



Klippen nördlich von der Cyrill- und Methud-Kapelle in Jarembina.

1. Crinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk.
3. Heller, massiger und geschichteter Tithonkalk.
4. Cretacische Hüllschiefer.

etwas späthigem grauem Kalk vom Aussehen des gewöhnlichen Hornsteinkalkes. Auf der Ostseite derselben Klippe treten ebenfalls rothe Ammonitenkalke hervor, während die Hauptmasse des Felsens in Form von Hornsteinkalk entwickelt zu sein scheint. Die angrenzende langgestreckte Klippe besteht aus Hornsteinkalk mit rothen und grünen Hornsteinbändern. Am Nordende zeigen jedoch mehrere Bänke eine Entwicklung, die vom gewöhnlichen Czorsztyner Kalk nicht zu unterscheiden ist, und die oberen Lagen erscheinen hellröthlich und gelblich gefärbt, wie das Tithon der versteinerungsreichen Facies und lassen Versteinerungsdurchschnitte erkennen. Die Lagerung ist im Allgemeinen flach, die Schichten neigen sich bald gegen Norden, bald gegen Süden.

Südlich von dieser zusammengehörigen Klippenkette treten sieben kleine, kaum aus dem Boden aufragende Crinoidenkalk-Vorkommnisse auf und noch weiter südlich erheben sich in der Gegend nördlich der Cyrill- und Methud-Kapelle zwei auffallende, grössere Klippen, welche von einigen kleineren begleitet werden (Fig. 35). Die ersteren zeigen eine übereinstimmende Lagerung und Zusammensetzung. Sie bestehen

an der Basis aus weissem und röthlichem Crinoidenkalk (1), darüber folgen rothe, wohlgeschichtete Knollenkalke (2) und die Decke bilden mächtige weisse und hellgelbliche, massige und geschichtete Tithonkalke (3). Bei der südlicheren, kleineren Klippe ist die ganze Schichtenmasse schwach gekrümmt. Beide Klippen, deren Bau ganz an die Verhältnisse im Czorsztyner Abschnitte erinnert, sind gegen Norden geneigt und oberflächlich durch rothe, grünliche und schwärzliche Schiefer (4) von einander getrennt. Oestlich von diesen Klippen liegt eine Anzahl winziger Crinoidenkalkklippen, westlich eine einzelne kleine Klippe derselben Zusammensetzung.

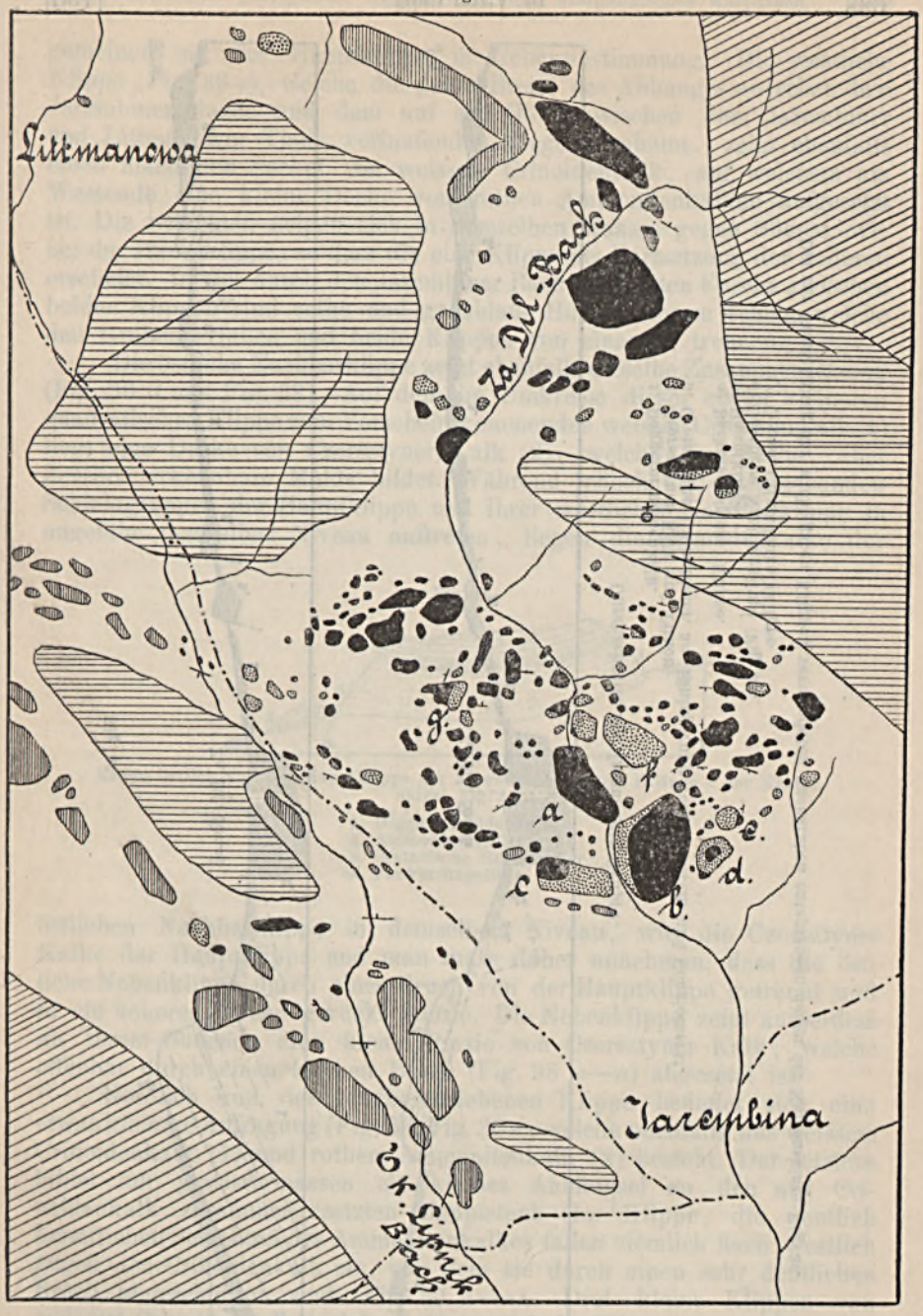
Auf der Westseite des Za Dil-Baches sind nur wenig Klippen zu bemerken. Von Norden nach Süden begegnet man hier zunächst einige kleinere Hornsteinkalkfelsen, welche wohl als Fortsetzung der knieförmig umgebogenen Hornsteinkalkklippe der südlichen Littmanower Reihe betrachtet werden können. Dann folgen vier nahe neben einander stehende Klippen von weissem Crinoidenkalk und endlich zwei Klippen von rothem Ammonitenkalk, von denen die grössere unmittelbar an den Bach angrenzt.

Ausserordentlich viel complicirter ist die Zusammensetzung der südlichen Jarembiner Gruppe, welche sich an beiden Ufern des Za Dil-Baches und auf den Anhöhen östlich und westlich davon ausbreitet. Die Zersplitterung des Klippenmateriales hat in dieser Gegend, wo auf dem Raume von nicht ganz 2 Quadratkilometern mindestens 200 Klippen zu zählen sind, wohl ihren Höhepunkt zu verzeichnen. Schon die topographische Orientirung in diesem wahren Felsenlabyrinth ist eine schwierige und zeitraubende Aufgabe. Auf den ersten Blick stellt sich das Ganze als ein regelloses Gewirre von isolirten Felsen und Trümmern dar, in dem man anfangs verzweifelt, irgend eine Regel oder Gesetzmässigkeit der Anordnung finden zu können. Wenn man jedoch das Detail aufmerksam verfolgt und kartographisch sicher markirt, dann stellen sich die Verhältnisse doch etwas einfacher dar, man gelangt dann zu einer näheren Einsicht und Uebersicht über das Ganze und findet, dass sich auch dieses scheinbar so wirre Klippengemenge auf einen Grundtypus zurückführen lässt und der geologische Bau dieser Klippen ein einheitlicher ist.

Bei der Beschreibung und beim Studium dieser merkwürdigen Gruppe geht man am besten von der südlichen und mittleren Partie aus, wo sich zu beiden Seiten des Baches vier grosse Klippen befinden. Die grösste derselben, welche ich hier zur leichteren Verständigung als Hauptklippe der Jarembiner Gruppe bezeichnen werde, erhebt sich auf der Ostseite des Baches und stellt sich als eine mächtige, breite, tafelartige Scholle dar, welche eine geringe Neigung gegen Ostsüdost besitzt. Typische Crinoidenkalke in grosser Mächtigkeit bilden hier die Unterlage einer dünnen Decke von Czorsztyner Kalk (Fig. 37 und 36, *b*). Die ersteren kommen in Folge der östlichen Neigung nur auf der gegen den Bach abfallenden Westseite der Klippe zum Vorschein, in der übrigen Umgrenzung wird der Crinoidenkalk durch die umhüllenden cretacischen Schiefer verdeckt.

Die beiden grossen Klippen, welche die östlichen und westlichen Nachbarn der Hauptklippe bilden, stehen nach ihrem Bau im All-

Fig. 36.



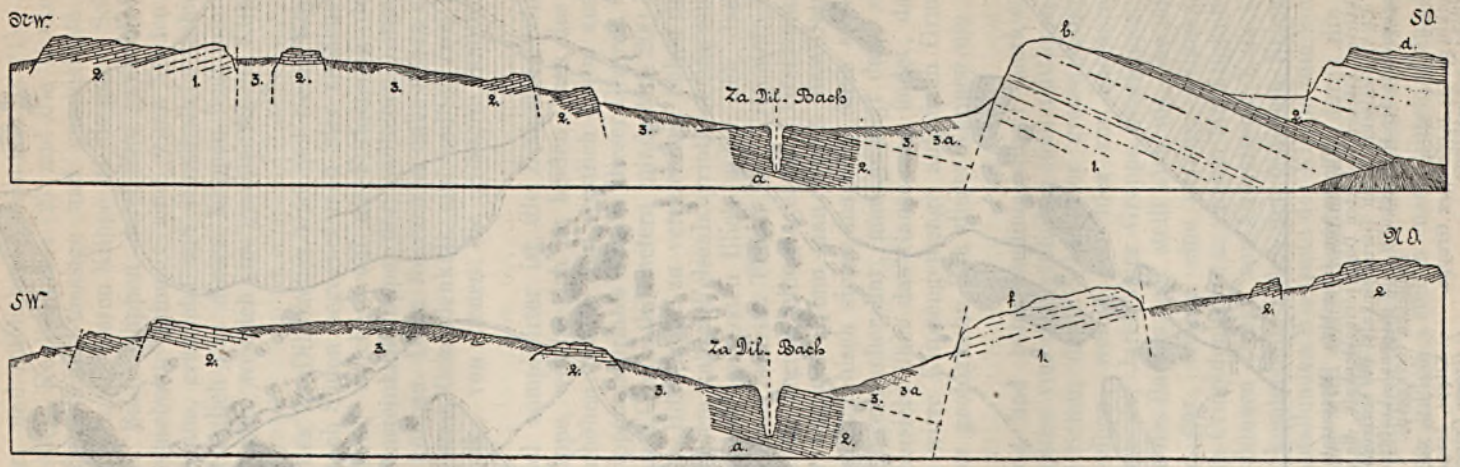
Klippen von Jarembina. Maassstab 1 : 25.000.

Die punktirten Flächen bedeuten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die verticalschraffirten Hornsteinkalk, die horizontalschraffirten massige Sandsteine und Conglomerate der Klippenhülle, die diagonalschraffirten Alttertiär der nördlichen und südlichen Grenzzone.

a) Backofen- (pece-) Klippe.
b) Hauptklippe der Jarembiner Gruppe.
c) Westliche Nachbarklippe.
d) Oestliche Nachbarklippe, dargestellt in Fig. 38.
e) Klippe, dargestellt in Fig. 39.
f) Grosse Crinoidenkalkklippe.
Cyrill- und Methud-Kapelle.

Die zur Bezeichnung der Klippen verwendeten Buchstaben entsprechen denen der Profile Fig. 37.

Fig. 37.



Durchschnitte der Jarembiner Gruppe.

1. Doggercrinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk und Tithon.
3. Cretacische Hüllschiefer, 3*a*. Einlagerung von Sandstein und Conglomerat.

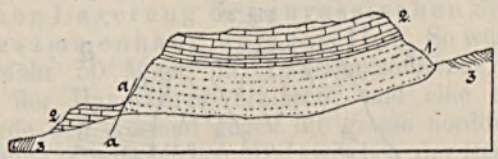
a) Backofen- (pece-) Klippe.
b) Hauptklippe.
d) Oestliche Nachbarklippe (Fig. 38).
f) Grosse Crinoidenkalkklippe.

Die zur Bezeichnung der wichtigsten Klippen verwendeten Buchstaben entsprechen denen der Kartenskizze Fig. 36.

gemeinen mit der Hauptklippe in Uebereinstimmung. Die westliche Klippe (Fig. 36 *c*), welche die ganze Breite des Abhanges zwischen dem Jarembiner Bache und dem auf der Höhe zwischen dem Jarembiner und Littmanower Thale verlaufenden Wege einnimmt, zeigt ebenfalls einen mächtigen Sockel von weissem Crinoidenkalk, auf welchem am Westende eine kleine Decke von rothen Ammonitenkalken aufgesetzt ist. Die Schichten neigen sich in demselben Maasse gegen Südost, wie bei der Hauptklippe, so dass die eine Klippe als Fortsetzung der anderen erscheint. In der durch den Jarembiner Bach gebildeten Furche zwischen beiden Klippen sind rothe und graublaue Hüllschiefer zu sehen, welche den Graben erfüllen und beide Klippen von einander trennen.

Die östliche Nachbarklippe zeigt ebenfalls dieselbe Zusammensetzung (Fig. 36 *d* und Fig. 38). Auf dem im Umkreise dieser etwas kleineren quadratischen Klippe zum Vorschein kommenden weissen Crinoidenkalk (1) liegt eine Decke von Czorsztyner Kalk (2), welche eine flache, aber deutlich erkennbare Mulde bildet. Während jedoch die entsprechenden Schichtgruppen der Hauptklippe und ihrer westlichen Nachbarklippe in ungefähr demselben Niveau auftreten, liegen die Crinoidenkalke der

Fig. 38.



Klippe östlich von der Hauptklippe der Jarembiner Gruppe (Klippe *d* der Kartenskizze Fig. 36).

1. Doggercrinoidenkalk.
2. Ammonitenkalk.
3. Cretacische Hüllschiefer.

aa. Verwerfungslinie.

östlichen Nachbarklippe in demselben Niveau, wie die Czorsztyner Kalke der Hauptklippe und man muss daher annehmen, dass die östliche Nebenklippe durch einen Bruch von der Hauptklippe getrennt und in ein höheres Niveau gerückt wurde. Die Nebenklippe zeigt ausserdem an ihrem Südende eine kleine Partie von Czorsztyner Kalk, welche offenbar durch einen kleinen Bruch (Fig. 38 *a—a*) abgesetzt ist.

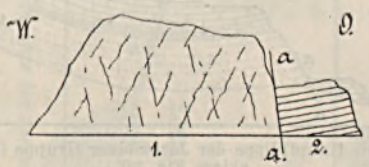
Nördlich von der letztbeschriebenen Klippe befindet sich eine etwas kleinere Aufragung (Fig. 39, Fig. 36 *e*), welche ebenfalls aus weissem Crinoidenkalk (1) und rothem Ammonitenkalk (2) besteht. Der letztere bildet nur gewissermassen ein kleines Anhängsel an den aus Crinoidenkalk zusammengesetzten Hauptstock der Klippe, die deutlich kenntlichen Schichten des Ammonitenkalkes fallen ziemlich flach westlich gegen den Crinoidenkalk ein, von dem sie durch einen sehr deutlichen Bruch abgeschnitten sind (Fig. 39 *a—a*). Drei kleine Klippen von weissem Crinoidenkalk, welche weiter östlich die Klippengruppe flankiren, können als Fortsetzung der bisher beschriebenen Klippen betrachtet werden.

Unmittelbar nordwestlich von der Hauptklippe befindet sich eine ungefähr 280 Meter lange Klippe von rothem Ammonitenkalk, welche

vom Jarembinabach in einer tiefen, engen Schlucht durchschnitten wird (Taf. VIII, Fig. 36*a*, 37*a*). Die Wände der letzteren zeigen beiderseits grosse Strudellöcher, welche zu der ortsüblichen Bezeichnung „pece" (Backöfen) Anlass gegeben haben. Die Schichten fallen flach gegen Osten ein, haben also dieselbe Neigung wie die Hauptklippe. Oberflächlich treten die Kalke der Backofenklippe nur am Rande der Bachfurche zu Tage, unweit davon steigt das Terrain jederseits an und die auflagernden cretacischen, grünlichen und röthlichen Schiefer, Sandsteine und Conglomerate verhüllen die weitere Ausdehnung des Klippenkalkes.[1])

Durch die nähere Untersuchung des Geländes im Umkreise dieser merkwürdigen Klippe ergeben sich folgende Beobachtungen. Auf der Ostseite erscheinen in geringer Entfernung zwei kleine Klippen, von denen die eine aus Czorsztyner, die andere aus Crinoidenkalk besteht. Beide stehen in ungefähr gleicher Höhe, circa 35 Meter über der Thalsohle und der Backofenklippe. Etwas höher und mehr nordöstlich von der letzteren tritt eine mächtige Crinoidenkalkklippe auf, welche fast bis zu der Höhe von 730 Meter ansteigt (Fig. 36*f*, Fig. 37*f*). Unmittelbar nördlich von der Backofenklippe befinden sich zu beiden Seiten des Baches je zwei Klippen, von denen zwei nur aus weissem Crinoiden-

Fig. 39.



Klippe, östlich von der Hauptklippe von Jarembina (Klippe *e* der Kartenskizze Fig. 36).

1. Doggercrinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk und Tithon.
aa. Verwerfungslinie.

kalk bestehen, während die anderen zwei ausserdem noch die höheren rothen Malmkalke führen. Die Fallrichtung ist nur bei der grösseren Klippe auf der Westseite erkennbar, sie weicht von dem der Backofen- und der Hauptklippe ab und ist gegen Nordnordost gerichtet. Diese vier Klippen stehen in ungefähr gleichem Niveau oder nur wenig höher, wie die Backofenklippe.

Westlich von der letzteren bemerkt man eine grössere Anzahl kleinerer Czorsztyner Kalkklippen, welche sich bis auf die Höhe des Bergrückens heraufziehen. Die meisten sind so flach gelagert, dass es kaum möglich ist, eine bestimmte Einfallsrichtung anzugeben. Eine ziemlich grosse Scholle, welche in der Höhenlinie von 700 Meter liegt, zeigt in ausgesprochener Weise flach westliches, eine kleinere, südlich davon gelegene, flach nordwestliches Einfallen. Südöstlich von der Backofenklippe befindet sich die Hauptklippe und südlich liegen in dem Raume zwischen dieser und der Nebenklippe *c*, kaum aus dem Boden aufragend, mehrere kleinere, zur Noth erkennbare Diminutiv-

[1]) Auch diese Klippe bietet ein schönes Beispiel der oben erwähnten Durchbruchsbildung dar und zeigt besonders klar, dass die oben angenommene Erklärung zutreffend ist.

klippen von Czorsztyner Kalk und endlich die genannte Nebenklippe selbst. Der beigegebene Lichtdruck, Taf. VIII, zeigt die Vertheilung und Lagerung der Klippen auf der Ostseite des Za Dil-Baches, östlich, nord- und südöstlich von der Backofenklippe *(a)*.

Ueberblickt man die beschriebenen Vorkommnisse im Umkreise dieser Klippe, so ergiebt sich zunächst, dass eine einfache, ungestörte Verbindung zwischen diesen Klippen nicht bestehen kann, dass dagegen unter gewissen Umständen doch ein Zusammenhang denkbar, ja sogar wahrscheinlich ist.

Die Ausdehnung der flach gelagerten Czorsztyner Kalkbänke der Backofenklippe, welche hier die tiefste Lage einnimmt, ist gewiss eine sehr beschränkte. Wollte man das Gegentheil voraussetzen, müsste man annehmen, dass die Czorsztyner Kalke dieser Klippe die Doggercrinoidenkalke der Hauptklippe und ihrer Nebenklippen, ebenso die Crinoidenkalke der östlich und nördlich benachbarten Klippen unterlagern (Fig. 37). Bei der sehr geringen Neigung der Schichten könnte eine solche Unterlagerung nur unter Voraussetzung von so ungewöhnlichen und unwahrscheinlichen Faltungen gedacht werden, dass man diese Vorstellung wohl unbedingt von der Hand weisen muss. Dagegen genügt die Annahme von geringen Verticalbrüchen, um bei der flachen Lagerung der jurassischen Schollen einen einfachen Zusammenhang herzustellen. So würde eine Bruchhöhe von ungefähr 50 Meter die Lagerungsdifferenz zwischen der Backofen- und der Hauptklippe erklären, und eine etwas grössere Sprunghöhe würde den Abstand gegen die grosse nordöstlich gelegene Crinoidenkalkklippe *(f)* ausgleichen. Da zwischen der letzteren und der Backofenklippe noch eine kleinere Crinoidenkalkklippe gelegen ist, müssten hier Staffelbrüche vorausgesetzt werden. Auch gegen Norden muss die Backofenklippe durch Brüche begrenzt sein. Auf der Westseite liegen die Verhältnisse jedenfalls am einfachsten, da hier zunächst nur Czorsztyner Kalkklippen vorkommen. Da dieselben jedoch zum Theil ein, wenn auch flaches, so doch entgegengesetzt gerichtetes Einfallen besitzen, müssen auch in dieser Richtung kleinere Brüche vorhanden sein (Fig. 37).

Da an manchen dieser Klippen, wie den beiden östlichen Nebenklippen der Hauptklippe, Verticalbrüche mit Sicherheit erkennbar sind, wird die Unterstellung solcher Brüche in ausgedehnterem Maasse zur Erklärung des tektonischen Zusammenhanges der gegenwärtig isolirten Schollen keinen wesentlichen Schwierigkeiten begegnen und es wird mindestens die Möglichkeit des angedeuteten Verhältnisses zugestanden werden müssen.

Ich gehe nun zu der Beschreibung der Klippen auf der Anhöhe zwischen dem Za Dil- und dem Littmanowabache über. Auch hier sind die Klippen scheinbar ganz regellos vertheilt. Sie bilden nicht steil aufragende Wände und schroffe Felsen, wie dies sonst meistens der Fall ist, sondern niedrige, rundlich oder ganz unregelmässig begrenzte Felshöcker und Buckel, die wie grosse Warzen das Gelände bedecken. Diese äussere Form, welche auch den grösseren, bereits beschriebenen Klippenschollen dieser Gruppe eigen ist (Taf. VIII), ist offenbar eine Folgeerscheinung der durchaus flachen Lagerung des jurassischen

Materials. In vielen Fällen ist, wie schon kurz angedeutet wurde, die Lagerung so flach, dass es nicht möglich ist, ein Einfallen nach einer bestimmten Richtung mit Schärfe festzustellen.

In der in Rede stehenden Gegend sind die meisten Klippen nur aus dem wohlgeschichteten, rothen Ammonitenkalk und Diphyenkalk zusammengesetzt. Weisse Doggercrinoidenkalke sind nur an wenigen Punkten nachweisbar, und zwar auf der Höhe des Bergrückens in der Mitte der Klippengruppe (Fig. 36, *g*) und an der westlichen Begrenzung derselben, nahe dem Littmanowathale. Vier Crinoidenkalkklippen liegen nahe dem Littmanowathale, an der Strasse von Jarembina nach Litt manowa und vermitteln den Uebergang zu der südlichen Parallelreihe des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes. Sie lassen leider die Fallrichtung nicht erkennen.

Südöstlich davon besteht die Begrenzung der Gruppe aus mehreren Czorsztyner Kalk- und Tithonklippen, dann folgen etwas mehr gegen das Innere der Gruppe zwei Klippen, die nebst dem rothen Ammonitenkalk auch weissen Crinoidenkalk führen. Diese Klippen zeigen ein ziemlich steiles Einfallen gegen Nordost und da die Crinoidenkalke auf der Nordseite entwickelt sind, kommt hier eine leichte Ueberstürzung zu Stande. Eine weitere Klippe besteht nur aus südlich geneigtem Crinoidenkalk.

Verfolgt man die Umgrenzung der Gruppe weiter südöstlich gegen die Hauptklippe zu, so zeigt sich dieselbe ausschliesslich aus Malmklippen zusammengesetzt, welche hauptsächlich aus zwei schwach bogenförmig gekrümmten Reihen bestehen, an welche sich südlich eine dritte Reihe von Diminutivklippen anschliesst. Diese Klippen fallen mit leichter Neigung gegen den Berg nordöstlich ein, treten in Form von breiten Gesimsen aus dem leicht ansteigenden Gehänge hervor und repräsentiren in ausgezeichneter Weise den eigenthümlichen Klippentypus, der hauptsächlich durch die flache Lagerung der Schollen bedingt wird. Die Annahme geringer Verticalverschiebungen genügt, um die ursprüngliche flache Decke wieder herzustellen. In dem Durchschnitte Fig. 37 sind diese Klippen in Verbindung mit den auf der Höhe des Bergrückens gelegenen Klippen und der Backofenklippe zur Darstellung gebracht. Sie reichen bis nahe an die Klippe *c*, von welcher sie durch eine kleine Hornsteinkalkmasse getrennt sind.

Die central gelegenen Klippen auf dem Bergrücken zeichnen sich ebenfalls sämmtlich durch flache Lagerung aus. Ungefähr die Mitte nehmen drei Vorkommnisse von Doggercrinoidenkalk ein, um welche herum die Czorsztyner Kalkklippen im Umkreise gestellt sind. Die nördliche Begrenzung endlich besteht aus zahlreichen grösseren und kleineren Czorsztyner Kalkklippen, welche eng beisammen stehen und wiederum flache Lagerungsverhältnisse aufweisen. Die seitlichen dieser Klippen sind immer tiefer und tiefer gerückt und auch hier sind es augenscheinlich kleine Absenkungen gewesen, welche dieses Verhältniss hervorgebracht haben. Mehrere dieser Klippen bestehen nicht aus typischem Czorsztyner und Diphyenkalk, sondern nähern sich mehr der Facies des Hornsteinkalkes. Da der Uebergang ein ganz allmäliger ist, wurden sie auf der Karte sämmtlich als Czorsztyner Kalk eingetragen.

Der östliche Theil der Jarembiner Gruppe östlich vom Za Dil-Bache ist nach demselben Typus gebaut, wie der westliche. Auch hier haben wir zahlreiche kleinere Klippen zu verzeichnen, welche bei flacher Lagerung gesimseförmig aus dem Boden hervorlugen. Die Zahl der Crinoidenkalkvorkommnisse ist hier etwas grösser. Drei Doggercrinoidenkalkklippen, welche als Fortsetzung der Hauptklippe und ihrer östlichen Nachbarklippe zu betrachten sind, flankiren die Gruppe gegen Osten. Auf der Höhe des Bergrückens und im nördlichen Theile der Gruppe befinden sich ebenfalls drei Vorkommnisse dieser Art. Eine ziemlich grosse, ungefähr central gelegene Klippe von Czorsztyner Kalk zeigt nahezu horizontale Schichten, die nur am Westende derselben eine Neigung gegen Westen aufweisen. Bei den übrigen Klippen dieser Gegend ist vorwiegend eine flache Neigung in südlicher Richtung zu bemerken.

Die einzigen Klippen der Jarembiner Gruppe, welche dem Baue nach eine Abweichung von dem herrschenden Typus erkennen lassen, befinden sich im nördlichen Theile derselben an dem von der Cyrill- und Methud-Kapelle herabkommenden Seitenbache des Za Dil. Die hier auftretenden Klippen zeigen zum Theil ein mittelsteiles oder steiles Einfallen gegen Norden, schliessen sich also in dieser Hinsicht an die grossen Klippen nördlich der genannten Kapelle an. Sie folgen in der Richtung von Südsüdwest gegen Nordnordost auf einander und bestehen der Mehrzahl nach aus rothen Malmkalken. Nur die südlichste und nördlichste derselben zeigen Doggercrinoidenkalk, während zwei grössere Klippen die volle Schichtfolge aufweisen. Einige kleinere isolirte Klippen, westlich von den eben besprochenen, scheinen vorwiegend flache Lagerung zu besitzen (Fig. 36).

Auf der Südseite der Jarembiner Gruppe kommen einige kleine Hornsteinkalkklippen zum Vorschein, die ganz nahe an die Klippen der versteinerungsreichen Facies herantreten. Einige kleine derartige Vorkommnisse liegen nahe an der Strasse von Jarembina nach Littmanowa, im Littmanowathale. Ein weiteres befindet sich, wie schon erwähnt wurde, auf der Höhe des westlichen Bergrückens, westlich von der Klippe *c*, einige andere knapp südlich von derselben. Diese letzteren zeigen Anklänge an die kieseligen Schiefer der Posidonienschichten. Auch am Aussenrande des östlichen Theiles der Jarembiner Gruppe befindet sich eine kleine Hornsteinkalkklippe.

Die cretacischen Hüllschiefer sind im Bereiche der Jarembiner Gruppe mangelhaft aufgeschlossen. Wo sie auf flachen Schollen aufruhen, zeigen sie ebenfalls flache Lagerung, in den Zwischenräumen zwischen den einzelnen Klippen sind sie dagegen, soweit man zu erkennen vermag, steil gestellt. Neben rothen Schiefern und grauen Fleckenmergeln sieht man auch graue und schwärzliche Schiefer, schiefrige Sandsteine und Conglomerate. Letztere sind namentlich nördlich von der Hauptklippe entwickelt (Fig. 37, 3 *a*).

Die Jarembiner Gruppe besteht demnach aus einer grossen Anzahl grösserer und kleiner, flach gelagerter, selbst vollkommen horizontaler Schollen, welche in verschiedenen Höhen dicht neben einander gelegen sind. Nimmt man an, dass dieselben durch Verticalbrüche von einander getrennt sind,

wie sie an einzelnen dieser Klippen thatsächlich noch beobachtet werden können, so vermag man die einzelnen Schollen zwanglos zu einer mächtigen, flach lagernden Tafel zusammenzufügen. Offenbar zeigte die Jarembiner Gruppe nach ihrem Baue die grösste Aehnlichkeit mit der Gruppe von Jaworki; während sich aber in Jaworki ein grosser Theil der horizontalen oder flachen Tafel noch in ursprünglicher Form erhalten hat und nur die seitlichen Theile an Brüchen abgesunken sind, ist hier in Jarembina die Zerstückelung viel weiter gegangen und es wurden durch ein dichtes Netz von sich kreuzenden Brüchen zahlreiche kleinere Schollen erzeugt. Wie weiter unten noch ausführlicher gezeigt werden wird, haben wir allen Grund zu der Annahme, dass das jurassische Gebirge vor Ablagerung der Hüllschiefer einer Denudation ausgesetzt war, welche mit dazu beigetragen hat, das die eigentlichen Bruchränder verwischt und grösstentheils abgetragen wurden.

Die nördliche Hauptreihe ist mit der gleich zu besprechenden südlichen Parallelreihe an drei Stellen, in Jarembina, in Littmanowa und in Smerekowa-Vartička am ungar.-galiz. Grenzkamm durch quer verlaufende Klippenzüge verbunden (Taf. X). Am vollständigsten erfolgt diese Vereinigung in Jarembina, die zugleich den Abschluss des Szczawnic-Jarembiner Zuges gegen Osten bildet. Die zweite Verbindungszone wird bei Beschreibung der südlichen Parallelreihe, die dritte bei Beschreibung der Hornsteinkalkklippen Erwähnung finden.

Die südliche Parallelreihe beginnt mit dem mächtigen Rabstin oder Rabstein (Rabenstein), einer steil aufragenden, ungefähr kegelförmigen Felsmasse von 375 Meter Durchmesser. Vermöge ihrer eigenthümlichen Zusammensetzung und ihrer Grösse verdient die Rabsteinklippe erhöhte Aufmerksamkeit und sie ist auch bereits von Neumayr und Stache näher untersucht, von dem ersteren unter dem irrthümlichen Namen Rabaničfels beschrieben worden (l. c. Nr. 12, pag. 482).

Die Spitze der Klippe besteht aus rothem Czorsztyner Knollenkalk. Darunter liegen rothe, dünngeschichtete Hornsteinbänke, die nach unten in mehr grünliche Hornsteine übergehen. Die unter diesen Hornsteinen liegenden Schichten bestehen aus grauen Hornsteinkalken von der gewöhnlichen Beschaffenheit, welche aber an einer Stelle linsenförmige, ungefähr 3 Meter mächtige Einlagerungen von schmutziggrauem, etwas sandigem Crinoidenkalk enthalten, von dem man wohl annehmen muss, dass er dem weissen Dogger-Crinoidenkalk entspricht. Unter diesen Einlagerungen liegt noch gewöhnlicher Hornsteinkalk in ziemlich beträchtlicher Mächtigkeit.

Die Schichten fallen ziemlich flach gegen Nordost ein. Die untere Partie derselben ist in Folge dessen nur auf der West-, namentlich auf der Südwestseite der Klippe zu sehen, auf der Ostseite reichen die Hüllschiefer bis zu den rothen Hornsteinen. Mächtige Schutthalden erschweren indessen auch auf der Südwestseite die Beobachtung.

Südlich vom Rabstein senkt sich ein kleiner Graben ein, in welchem folgende Schichten von oben nach unten entblösst sind: Oben liegen rothe Schiefer, graue Mergelschiefer und Fucoidenmergel, welche nach Nordost einfallen. Dann folgen schwarze, bituminöse, blättrige und thonige Schiefer mit schieferigen Sandsteinlagen, welche *Harpo-*

ceras Murchisonae (in der Varietät *Harp. goralicum Neum. manuscr.*[1]) enthalten, also den schwarzen Murchisonae-Thonen entsprechen. Darunter befinden sich graue, typische Hornsteinkalke, welche ebenfalls ziemlich flach gegen Nordost einfallen und unter diesen treten wieder die Hüllschiefer in Form von rothen Schiefern und Fleckenmergeln auf, welche unter die Hornsteinkalke einschiessen. Der unaufgeschlossene Abstand zwischen den Hüllschiefern und den Hornsteinkalken beträgt kaum mehr wie einen Meter. Die Hornsteinkalke, die hier im Liegenden der Murchisonae-Schichten auftreten, dürften den Opalinusschichten angehören oder ein noch tieferes Niveau einnehmen. Es scheint, dass dieselben mit den Hornsteinkalken des eigentlichen Rabsteins in Verbindung stehen, doch konnte ich darüber keine volle Sicherheit gewinnen. Wahrscheinlich entsprechen sie jener Hornsteinkalkmasse, die am Rabstein unter den Crinoidenkalklinsen gelegen ist. Wenn sich dies wirklich so verhält, so hätte man anzunehmen, dass die schwarzen Schiefer mit *Am. Murchisonae* ebenso, wie die Crinoidenkalke des Rabsteins, nur Linsen bilden und durch Hornsteinkalk ersetzt sein können.

Jedenfalls geht aus dem Rabsteinprofil mit Sicherheit hervor, dass die Czorsztyner Kalke von rothen und grünen Hornsteinen unterlagert werden, welche vermuthlich dem unteren Malm und dem oberen Dogger entsprechen, dass darunter graue Hornsteinkalke folgen, welche Crinoidenkalklinsen einschliessen, und daher das Niveau des weissen Crinoidenkalkes repräsentiren. Viel weniger sicher ist die Deutung der unter den Crinoidenkalklinsen liegenden Hornsteinkalke, welche möglicherweise den Murchisonae- und Opalinushorizont, ja vielleicht noch den oberen Lias umfassen könnten. Der Rabstein ist demnach einer der wenigen Punkte, wo der weisse Crinoidenkalk mit der Facies des Hornsteinkalkes in unmittelbare Verbindung tritt. Man wird berechtigt sein, anzunehmen, dass die nahe gelegene Szafranówkaklippe, die eine Einlagerung von Hornsteinbänken im Crinoidenkalk erkennen lässt, schon den Beginn dieser Verbindung der Crinoidenkalke mit der Hornsteinkalkfacies andeutet.

An den Rabstein schliesst sich eine sehr regelmässige Klippenreihe an, die parallel dem Grenzkamm und dem Hauptstreichen bis zu den Vysokie skalki fast streng linear gegen Südost verläuft.

Diese Klippenreihe ist knapp unter dem Grenzkamme, auf der ungarischen Seite desselben gelegen und hat eine sehr einförmige Zusammensetzung. Die einzelnen, meist sehr kleinen Klippen bestehen durchaus aus Czorsztyner Kalk, der aber an vielen Punkten, wie am Rabstein, mit Hornstein verbunden ist und in gewöhnlichen Hornsteinkalk übergeht. Die erste, dem Rabstein zunächst gelegene Klippe dieser Reihe fällt gegen Südwest ein, die nächste gegen Norden und auch zwei der folgenden Klippen zeigen ein steiles Einfallen gegen Norden. Schon vor den Vysokie skalki erreicht diese Klippenreihe den Grenzkamm, der daselbst von mehreren grösseren, leider schlecht aufgeschlossenen Klippen eingenommen wird, die vielleicht mit mehr Recht als Hornsteinkalk, wie als Czorsztyner Kalk zu bezeichnen wären.

---

[1]) Vergl Neumayr, l. c. pag. 482.

Die Vysoka, Vysokie skalki oder das Branntweintöppchen, wie diese Klippe von den Zipsern genannt wird, bildet den Culminationspunkt der vom Rabstein ausgehenden Klippenreihe. Auf einer schmal elliptischen, 400 Meter langen Basis aufgesetzt, bildet diese Klippe einen steilen, spitz zulaufenden Felsen, der mit 1051·8 Meter den höchsten Punkt des pieninischen Klippenzuges einnimmt und eine schöne Aussicht auf das merkwürdige pieninische Klippenband und den östlichen Theil der Hohen Tatra darbietet. In geologischer Beziehung wiederholt das „Branntweintöppchen" theilweise die Verhältnisse des Rabsteines (Taf. IX, Prof. 8). Die Schichten liegen auch hier ziemlich flach und lassen nur eine schwache Neigung gegen Norden erkennen. Auf der Ostseite der Klippe liegen rothe Czorsztyner Kalke, die in verhältnissmässig dünnen Bänken bis zur Spitze reichen, und einzelne Hornsteinbänke, wie am Rabstein, doch nicht in derselben Mächtigkeit führen. Unweit westlich und unterhalb der Spitze erscheinen graue, kleinkörnige, sandige Crinoidenkalke, welche Uebergänge in grauen Hornsteinkalk aufweisen. In petrographischer Hinsicht stimmen diese Crinoidenkalke vollständig mit den grauen, sandigen Crinoidenkalken mit Brachiopoden in den Pieninen und mit den Crinoidenkalken des Rabsteins überein. Wahrscheinlich ist die westliche Hälfte des Branntweintöppchens von der östlichen durch einen Bruch getrennt. Leider sind die Aufschlüsse daselbst so ungünstig, dass es nicht möglich ist, über den geologischen Bau völlige Klarheit zu erlangen. Auch unter den Hornsteinkalken, die weiter westlich am Grenzkamme gelegen sind, könnten theilweise Aequivalente des Crinoidenkalkes enthalten sein.

Oestlich von den Vysokie skalki erscheinen nach einer grösseren Unterbrechung in der Gegend Smerekowa, da, wo die ungarisch-galizische Grenze unter einem rechten Winkel nach Norden zieht, zwei Kalkklippen, die wiederum eine Mittelstellung zwischen Hornsteinkalk und Czorsztyner Kalk einnehmen und weder mit dem Typus der einen, noch der anderen Bildung gänzlich übereinstimmen.

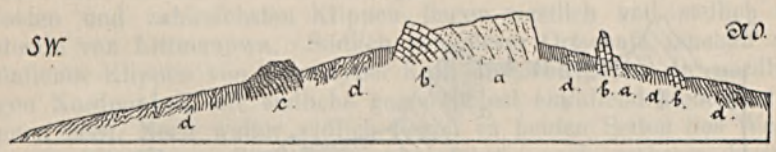
Die nächstfolgenden Klippen sind ein wenig nach Süden gerückt und es tritt auch noch insofern eine Aenderung der Verhältnisse ein, als die Klippenreihe von da an bis nach Jarembina nicht mehr aus einer einfachen Folge von Einzelklippen besteht, sondern aus mehreren Parallelzügen und gruppenförmig angeordneten Klippen zusammengesetzt ist. Vom Dzanowabache, südlich von der Smerekowa (nördlich vom höchsten Punkt der Strasse Folwark-Kamionka) bis zum Ričkabach ist die Anordnung der Klippen streng reihenförmig; östlich von der Rička bis nach Jarembina ist eine mehr gruppenförmige Vertheilung der Klippen zu beobachten (Taf. X).

Das Einfallen der Schichten ist zwischen dem Dzanowa- und dem Ričkabache vorwiegend nach Nord gerichtet, wie in Szafranówka, am Rabstein, der Vysoka u. s. w. Die einzelnen Klippen bestehen zum grössten Theil aus rothem Czorsztyner Kalk; an einer Anzahl grösserer Klippen ist ausserdem weisser Crinoidenkalk vorhanden, welcher in mehreren Fällen die Nordseite der Klippen einnimmt und daher bei nördlichem Einfallen der Schichten von Czorsztyner Kalk unterlagert wird. Es kommt daher eine Ueberstürzung zu Stande, die an mehreren Klippen sehr deutlich beobachtet werden kann.

Die westlichste Klippe dieses Theiles der südlichen Parallelreihe tritt westlich vom Dzanowabache auf und besteht aus einem mächtigen Felsen von Czorsztyner Kalk. Nördlich davon liegen vier kleine Diminutivklippen, von denen die östlichste, am Wege von Kamionka nach Jaworki gelegene auch Spuren von weissem Crinoidenkalk erkennen lässt. In ostsüdöstlicher Richtung folgen zunächst einige kleinere Czorsztyner Kalkklippen, dann tritt in der Gegend Medvecena eine ziemlich deutliche Anordnung in drei Parallelreihen ein. Die nördlichste derselben enthält die grössten Klippen, die neben Czorsztyner Kalk auch Crinoidenkalk führen. Eine von diesen (genau am östlichen Rande der Karte, Zone 8, Col. XXIII, Südwest gelegen) zeigt bei nördlicher Fallrichtung den Czorsztyner Kalk auf der Süd-, den Crinoidenkalk auf der Nordseite, die Schichtfolge ist also überstürzt, während bei der westlich benachbarten Klippe die Schichtfolge normal ist.

An diese Klippen schliesst sich nun eine Folge von dicht stehenden, meist kleineren Felsen an, die zum grössten Theile nur aus Czorsztyner Kalk bestehen, sehr steile oder nördlich geneigte Schichtstellung zeigen und in streng linearer Anordnung bis zum Ričkabache verfolgt

Fig. 40.



Klippen in der Gegend Skalki, westlich vom Ričkabache (Kamionka).

a) Weisser Doggercrinoidenkalk.
b) Czorsztyner Kalk und Tithon.
c) Hornsteinkalk.
d) Cretacische Hüllschiefer.

werden können. Einzelne dieser Klippen lassen eine Verbindung der Hornsteinkalkfacies mit Czorsztyner Kalk erkennen.

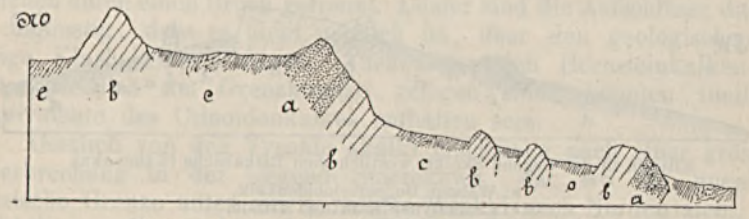
Parallel zu dieser schön ausgesprochenen, dichten Reihe stellt sich südlich von der oben erwähnten überstürzten Klippe eine zweite Klippenreihe ein, die mit einer ebenfalls überstürzten und nach Nord geneigten Klippe von weissem Crinoiden- und rothem Czorsztyner Kalk beginnt. In einiger Entfernung reiht sich in der Gegend Skalki ein dichter Schwarm von grösseren und kleineren Klippen an, welche ebenfalls bis an den Ričkabach reichen und soweit die Beobachtungen möglich sind, durchaus gegen Norden einfallen. Unter diesen Klippen sind besonders zwei bemerkenswerth, die gleichzeitig durch ihre Grösse auffallen. Die eine davon, im westlichen Theile des Zuges, besteht aus dunkelrothem Czorsztyner Kalk in inniger Verbindung mit rothem Hornstein und Hornsteinkalk.

Die zweite, östlich davon gelegene dominirt den ganzen Klippenzug der Gegend Skalki. Sie besteht aus einer mächtigen Masse von weissem Crinoidenkalk, der über Czorsztyner Kalk aufruht, wie die beistehende Zeichnung andeutet (Fig. 40). Nördlich davon liegt eine sehr regelmässige Reihe von ziemlich grossen, mauerförmig aufragenden Klippen, welche dieselbe Zusammensetzung und überstürzte Lagerung

bei steilerer Schichtstellung erkennen lassen und noch weiter nördlich folgt die schon erwähnte nördlichste Klippenreihe dieser Gegend.

Oestlich von der grossen Hauptklippe ist die Klippenentwicklung eine Strecke weit sehr spärlich, erst am Ričkabache tritt wieder eine grössere Anzahl von Klippen auf, von denen namentlich die auf der Ostseite dieses Baches befindlichen Beachtung verdienen. Die Klippen auf der Westseite des Baches zeigen mehrfach eine innige Verbindung von Czorsztyner Kalk und Hornsteinkalk, das Einfallen ist gegen Nordnordwest gerichtet. Auf der Ostseite sind als unmittelbare Fortsetzung des beschriebenen Zuges der Gegend Skalki fünf Klippen (abgesehen von zwei Diminutivklippen) zu betrachten, welche ebenfalls nach Nordnordost geneigt sind und folgenden Durchschnitt ergeben (Fig. 41). Die südlichste besteht aus Crinoidenkalk *(a)* und Czorsztyner Kalk *(b)* in normaler Lagerung. Dann folgen gegen Nordnordost zwei kleine Felsen von Czorsztyner Kalk, sodann eine grosse Klippe, die aus typischem Czorsztyner Kalk mit ziemlich zahlreichen Ammoniten und röthlichem und grauem, kleinspäthigem Crinoidenkalk zusammengesetzt ist. Die Lagerung ist jedoch überstürzt, der Crinoidenkalk überlagert den Czor-

Fig. 41.



Klippen auf der Ostseite des Ričkabaches bei Kamionka.

a) Doggercrinoidenkalk.
b) Czorsztyner Kalk und Tithon.
c) Cretacische Hüllschiefer.

sztyner Kalk. Noch weiter nördlich liegt eine ziemlich mächtige Klippe von Czorsztyner Kalk mit einzelnen Lagen von Hornstein und Hornsteinkalk. Zwischen den beschriebenen Klippen befinden sich rothe Schiefer, die hier mit ziemlich mächtig entwickelten grauen und grünlichen Fucoidenschiefern verbunden sind. Die überstürzte Klippe ist ziemlich gross, sie reicht bis an den Ričkabach und es scheint, dass der Crinoidenkalk im westlichen Theile der Klippe wieder von Czorsztyner Kalk überlagert wird. In Folge mangelhafter Aufschlüsse konnten diese Lagerungsverhältnisse leider nicht mit Sicherheit ermittelt werden.

Südlich von der beschriebenen Klippenreihe Dzanowa-Rička liegen zahlreiche langgestreckte Hornsteinkalkzüge, welche, dicht an die versteinerungsreichen Klippen herangerückt, dieselben bis zum Ričkabache begleiten. In der Gegend des Ričkabaches schwenkt die Klippenzone mehr gegen Südost, was nicht so sehr durch eine entsprechende Veränderung im Streichen der einzelnen Klippen, als durch das Auftreten neuer Klippenzüge im Süden der Hauptreihe bedingt ist. Diese neu auftauchenden Klippen bestehen zum grösseren Theil aus Hornsteinkalk und Czorsztyner Kalk und beginnen schon auf der Westseite des Rička-

baches. Gleichzeitig tritt noch eine zweite Veränderung im Verlaufe und der Vertheilung der Klippen ein. Die Regelmässigkeit der Klippenzüge der Hauptreihe verwischt sich östlich vom Ričkabache. Zwischen diesem und dem Littmanowabache ist zwar noch immer eine breite Zone von Klippen vorhanden, welche parallel dem Hauptstreichen gegen Südost in der Richtung gegen Jarembina verlaufen, daneben aber erscheinen noch nördlich davon einzelne Klippen, welche auf der gegen das Dorf Littmanowa abdachenden Fläche ziemlich regellos vertheilt sind und eine Verbindung mit der am Nordende von Littmanowa durchziehenden nördlichen Hauptreihe des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes herstellen.

Diese letzteren Klippen zeigen jedoch nicht ein gegen Nord oder Nordost gerichtetes Streichen, sondern besitzen im Einzelnen dieselbe Streichungsrichtung gegen Südost wie die übrigen Klippen, was schon in der Längserstreckung derselben zum Ausdruck kommt. Die Verbindung zwischen der nördlichen Haupt- und der südlichen Parallelreihe wird also nicht durch einen gegen Norden oder Nordosten streichenden Klippenzug zu Stande gebracht, sondern durch das Erscheinen von einzelnen Klippen, welche durch ihre topographische Lage gewissermassen eine Brücke von der einen zu der anderen Reihe bilden. Die grössten und zahlreichsten Klippen liegen westlich und südlich vom Südende von Littmanowa. Südlich von dieser Ortschaft tauchen zwei auffallende Klippen von Czorsztyner Kalk auf, von denen die nördliche gegen Nordnordost, die südliche gegen Südost einfallende Schichten erkennen lässt. Noch weiter südlich liegen zu beiden Seiten des Weges, der von Littmanowa nach Kamionka führt, noch mehrere kleinere Klippen von Hornsteinkalk und Czorsztyner Kalk, welche ganz nahe an die gegen Südost streichende Zone herantreten.

Westlich vom Südende von Littmanowa liegt eine Gruppe von Hornsteinkalkklippen, welche meist von Westnordwest gegen Ostsüdost gestreckt sind und schon dadurch ihre Streichungsrichtung nach Ostsüdost erkennen lassen. Mehrere von diesen Klippen gehen in rothe crinoidenreiche Schieferkalke mit oberjurassischen Aptychen und Belemniten über und nehmen eine dem Czorsztyner Kalke und dem tithonischen Crinoidenkalk nahestehende Beschaffenheit an. Einige können unmittelbar als Czorsztyner Kalke angesprochen werden. Die westlichste dieser Klippen, welche aus Hornsteinkalk zusammengesetzt ist, befindet sich nahe der Wasserscheide zwischen dem Rička- und dem Littmanowabache; die nördlichste, ebenfalls aus Hornsteinkalk bestehende Klippe ist von den Klippen der nördlichen Reihe nur ungefähr 620 Meter entfernt. Die Zusammensetzung der Klippen, welche bei Littmanowa die Verbindung der südlichen Parallelreihe mit der Hauptreihe vermitteln, ist also eine ziemlich einfache.

Der breite Klippenstrich, der vom Ričkabache gegen Südost, gegen Jarembina zieht, entbehrt, wie schon erwähnt wurde, einer sinnfällig regelmässigen Anordnung. Namentlich zeigen sich die Klippen der versteinerungsreichen Facies nicht räumlich getrennt von denen der Hornsteinkalkfacies, wie dies sonst, wenigstens der Hauptsache nach, der Fall ist. Crinoidenkalk- und Czorsztyner Kalkklippen liegen hier mitten zwischen Hornsteinkalkfelsen, von denen übrigens wiederum

mehrere eine dem Czorsztyner Kalk nahekommende Ausbildung aufweisen. Die Gegend, in welcher diese Klippen gelegen sind (Welka Hura, Vapene) ist grösstentheils bewaldet und die Eintragung der so wenig regelmässig vertheilten Vorkommnisse in die Karte daher oft mit grossen Schwierigkeiten verbunden. Die Lage und Vertheilung geht aus der geologischen Karte hervor.

Bezüglich der Lagerung sei noch erwähnt, dass unter den Klippen, die an den Ričkabach angrenzen, mehrfach nördliche Fallrichtungen bemerkt werden können, während unter den gegen Jarembina und am Littmanowabache gelegenen Klippen, besonders den schönen Hornsteinkalkklippen bei der Mahlmühle am Littmanowa- (Laubnik- oder Velki-Lipnik-) Bache ausgesprochen südliches Einfallen vorherrscht.

Der südliche Strich der südlichen Parallelreihe erlischt mit den grossen Klippen an der Ostseite des Littmanowabaches, westlich vom Dorfe Jarembina. Oestlich von da ist das Gebiet der Klippenzone, in der Gegend Bartosanka und in der nächsten Umgebung von Jarembina auf eine weite Strecke hin vollständig klippenfrei (vergl. Taf. X). Der nördliche Strich der südlichen Parallelreihe dagegen geht unmittelbar in das ausgezeichnete, oben beschriebene Klippengebiet nördlich von Jarembina über.

Klippen der Hornsteinkalkfacies.

Von den zahlreichen, mächtig entwickelten Hornsteinkalkzügen des Czorsztyner Abschnittes, die im Pieninendurchbruch das Maximum ihrer Entwicklung erlangen, zeigt nur der Kronenbergzug und die mit ihm verschmelzenden Züge nördlich und südlich davon im Szczawnic-Jarembiner Abschnitte eine dürftige Fortsetzung. Anfangs sind es nur verhältnissmässig kleine Klippen, welche in der Gegend Szafranówka, nahe dem Grenzkamme, vorwiegend auf dessen südlicher Abdachung gelegen sind und dem allgemeinen Streichen parallel laufend, die in dieser Gegend ebenfalls dürftig entwickelte Hauptreihe der versteinerungsreichen Facies im Süden begleiten. Erst an der Łaźnia skała wird die Massenentwicklung etwas beträchtlicher. Man findet hier, wie schon Professor Alth bemerkt hat[1]), unbestimmbare Belemniten und grosse, gestreifte Aptychen.

Zwischen der Jarmuta und Jaworki zeigt die Reihe der versteinerungsreichen Facies eine bedeutende Lücke, während die begleitende Reihe der Hornsteinkalkfacies sich als wohlgeschlossen erweist. Das letztere ist namentlich in der Gegend nordöstlich vom Rabstein der Fall, wo eine bedeutende Hornsteinkalkklippe mit südlich fallenden, secundär gefalteten Schichten eine lange, sehr regelmässige Klippenreihe einleitet, welche theils aus langgestreckten, schmalen, mauerförmigen, über Berg und Thal hinziehenden Rücken, theils aus grösseren und kleineren, ziemlich dichtstehenden, mehr rundlich oder elliptisch umgrenzten Felsen besteht. Am Krupianabache tritt diese Reihe an die Klippengruppe von Jaworki heran, und zieht von dabe ständig im Süden

[1]) l. c. pag. 56.

der versteinerungsreichen Hauptreihe bis an das östliche Ende derselben zwischen Littmanowa und Jarembina.

Eine Anzahl von Hornsteinkalkklippen begleitet den Klippenzug des Skalski potok gegen Bialawoda, während andere Hornsteinkalkkämme mehr gegen Südosten streichen, um sich in der Gegend zwischen Szmerekowa und Vartička mehr auszubreiten und sich in eine grössere Anzahl kleinerer, steiler, rundlich begrenzter Felsen aufzulösen. Die Zahl der zwischen der südlichen Parallelreihe in Smerekowa und der nördlichen Hauptreihe in Vartička (oder Vrchlička) vorhandenen intermediären Klippen ist so gross, dass dadurch die räumliche Trennung beider Reihen aufgehoben und eine locale Verbindung hergestellt wird. Ausser Hornsteinkalkklippen ist in dieser Uebergangszone auch ein Vorkommen von Czorsztyner Kalk zu beobachten. Der nördliche Zug besteht in der Gegend Vartička aus mehreren ostwestlich gestreckten, nördlich einfallenden Klippen, welche in der Richtung von Süden nach Norden staffelförmig auf einander folgen. Nur wenige liegen in ostwestlicher Richtung neben einander. Einige dieser Klippen zeigen in ausgesprochener Weise die Ausbildung von Czorsztyner und Diphyenkalk, während andere als Hornsteinkalk anzusprechen sind, doch Anklänge an die erstere Facies erkennen lassen. Die tiefste dieser Klippen liegt im Thale des Ričkabaches in 840 Meter Höhe, die höchste nahe dem Grenzkamme in 940 Meter; es vertheilen sich sechs Bänder von Hornsteinkalk und Czorsztyner Kalk auf die Höhe von 100 Meter.

Die östliche Fortsetzung der Vartičkaklippen bildet die bereits besprochene Littmanower Reihe südlich vom Roszdilbache (Fig. 34).

Schon in der Gegend Vartička sind Czorsztyner Kalk- und Hornsteinkalkklippen neben einander entwickelt und noch mehr tritt diese räumliche Mengung der beiden Facies in der Littmanower Reihe auf, in welcher zugleich zahlreiche petrographische Uebergänge beider Ausbildungsweisen vorkommen. Es ist leicht verständlich, dass gerade in jenen Gegenden, in welchen diese beiden Facies keine strenge räumliche Trennung mehr erkennen lassen, petrographische Uebergänge häufiger eintreten können, wie in solchen, wo dieselben von einander räumlich geschieden sind. Die östlichste Klippe der Littmanower Reihe erscheint, wie schon erwähnt wurde, an ihrem Ostende knieförmig umgebogen (Fig. 36). Nachdem in dieser Gegend die Reihe der versteinerungsreichen Facies gegen Südsüdost zur Verbindung mit der südlichen Parallelreihe abschwenkt, ist es naheliegend, beide Erscheinungen mit einander in Zusammenhang zu bringen.

Die Fallrichtung ist im ganzen Zuge nicht constant, doch herrscht nördliches Einfallen vor, besonders in Jaworki, Vartička und Littmanowa.

In der südlichen Zone des westlichen Theiles des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes fehlen merkwürdiger Weise Hornsteinkalkklippen vollständig. Das weite Gebiet südlich von Lesnitz und südlich von der Rabsteinreihe entbehrt vollständig derartiger Klippen. Nur südwestlich vom Rabstein ist eine schmale Partie von Hornsteinkalk vorhanden. Erst in der Mitte des Abschnittes, in der Gegend von Folywark, südlich von den Vysokie skalki beginnt die Entwicklung dieser Facies von Neuem. Sowie die nördliche Hauptreihe der versteinerungsreichen Facies im Süden von einer geschlossenen Zone von Hornsteinkalkklippen flan-

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

kirt wird, so auch die südliche Parallelreihe. Anfangs erscheinen mächtige Klippen, welche steil südlich einfallen und von mehreren kleineren Vorkommnissen umgeben werden. Bei Dzwanowa lösen sich dieselben in zahlreiche kleinere Züge auf, welche bis zum Ričkabache mehrere eng geschlossene, dichte Reihen bilden, welche knapp südlich an die Reihe der versteinerungsreichen Facies angrenzen (Fig. 40). Unweit westlich vom Ričkabache treten unter den Hornsteinkalkklippen einige Vorkommnisse der versteinerungsreichen Facies auf und von da bis an das östliche Ende der Klippenreihe am Velki Lipnik-Bache bei Jarembina ist eine scharfe räumliche Trennung der Klippen der beiden Facies nicht mehr vorhanden. Unter den Klippen, welche die Hauptklippenreihe mit der südlichen Parallelreihe verbinden, befinden sich ebenfalls zahlreiche Hornsteinkalkvorkommnisse. Bei Folywark fallen die Hornsteinkalke vorwiegend nach Süd, vom Dzanowa- bis zum Ričkabache dagegen conform den Klippen der versteinerungsreichen Facies vorwiegend nach Nord, während im östlichen Theile vom Rička- bis zum Velki Lipnik-Bache wieder südliches Einfallen vorherrscht. Am linken Ufer des Velki Lipnik erscheinen die letzten Hornsteinkalkklippen dieses Zuges mit Schichten, welche ziemlich flach gegen Ostsüdost einschiessen.

Die Zusammensetzung der Hornsteinkalkklippen des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes ist viel einförmiger, wie im Czorsztyner Abschnitte. Typische Posidonienschiefer konnten hier in Verbindung mit Hornsteinkalken nur an wenigen Stellen nachgewiesen werden. Die grossen Klippen zwischen Folywark und der Vysoka zeigen auf der Nordseite (Taf. IX, Prof. 8) jene eigenthümlichen, mergeligen und kieseligen, muschelig brechenden Fleckenkalke, wie sie auch im Czorsztyner Abschnitte in Begleitung der Posidonienschiefer und auch der Opalinusschichten vorkommen. Versteinerungen konnten aber leider an dieser Stelle nicht aufgefunden werden. Als zweiten Punkt, wo diese Schichten entwickelt sein dürften, nenne ich eine bereits erwähnte Klippe an der Südgrenze der Jarembiner Gruppe. Posidonomyen wurden nur an einer Stelle aufgefunden, und zwar an einer kleinen Klippe im Ričkathale.

Offenbar hängt diese mangelhafte Ausbildung der tieferen Horizonte theilweise von der geringeren Massenentwicklung der Hornsteinkalkklippen ab. Es muss jedoch bemerkt werden, dass dieser Theil der Klippenzone von mir zu einer Zeit untersucht wurde, wo mir die Bedeutung dieser Schichten noch nicht ganz klar war und es ist daher sehr wohl möglich, dass dieselben an einzelnen Punkten übersehen und mit den geologisch jüngeren Hornsteinkalken verbunden wurden.

Im Szczawnic-Jarembiner Abschnitte sind, wie schon erwähnt wurde, vielfach Uebergänge von Hornsteinkalk in Czorsztyner und Diphyenkalk zu constatiren. Derartige Uebergänge häufen sich naturgemäss namentlich in jenen Gegenden, wo keine räumliche Sonderung der beiden Ausbildungsweisen vorhanden ist, wie in der Gegend von Littmanowa, in Smerekowa, Vratička, im Skalski potok bei Biala woda und zwischen dem Rička- und Velki Lipnik-Bache.

An den Stellen, wo die Hornsteinkalke Anklänge an den Czorsztyner und den Diphyenkalk zeigen, sind auch Versteinerungen nicht

selten, und zwar Belemniten, imbricate Aptychen und öfter auch Ammoniten, die aber stets bis zur völligen Unkenntlichkeit entstellt sind. Die typischen Hornsteinkalke dagegen sind auch hier ebenso versteinerungsarm, wie in den übrigen Theilen der Klippenzone.

Vereinzelte kleinere Vorkommnisse von Hornsteinkalk in der Gegend der Jarmuta bei Szczawnica werden bei Beschreibung der Klippenhülle Erwähnung finden.

Die Klippenhülle des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes.

Die geringe Entfaltung des jurassischen Klippengebirges im westlichen Theile des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes hat zur Folge, dass sich daselbst die Ablagerungen der Klippenhülle über weite Flächen ununterbrochen ausbreiten. Die Gliederung derselben erfährt dadurch leider keinerlei Erleichterung. Die Schichten erweisen sich als arm an Versteinerungen und es tritt auch hier eine Wiederholung derselben Gesteinstypen im cretacischen, wie im alttertiären Antheil der Klippenhülle ein.

Ich werde die Beschreibung mit der Umgebung der Trias-Liasklippe von Haligocs beginnen, weil daselbst sichergestellte Unterscheidungen auf Grund von Petrefaktenfunden möglich sind.

Nordöstlich von der genannten Klippe erhebt sich der langgezogene Felsrücken der Aksamitka und Tokarnia, der dem orographischen Streichen der ersteren parallel läuft und durch seine pittoresken, an die Juraklippen erinnernden Felsbildungen schon von weitem die Aufmerksamkeit auf sich zieht. Oberbergrath Stache hat gezeigt, dass dieser Rücken, der ein typisches Beispiel für „Pseudoklippen" abgiebt, aus mächtigen Conglomeraten und Conglomeratsandsteinen mit zahlreichen Nummuliten zusammengesetzt ist.

Die unmittelbare Umgebung der Trias-Liasklippe dagegen besteht, wie schon im Vorhergehenden bemerkt wurde, aus grünlichen und gelblichen, innen bläulichgrauen Kalkschiefern, in welchen auf dem Sattel zwischen dem Haligocser Felsen und dem Aksamitkarücken grosse Inoceramenfragmente gefunden wurden, ferner aus rothen Schiefern und den grauen, schieferigen Kalksandsteinen mit Hieroglyphen. Wir haben also hier zwei sicher trennbare, dem geologischen Alter nach verschiedene Glieder der Klippenhülle, von denen das eine sicher cretacisch, das andere alttertiär ist.

Verfolgt man den alttertiären Rücken der Aksamitka von seinem, Na plasni genannten Westende bis zum äussersten Ausläufer der Tokarnia (Fig. 29, 42), so ergibt sich, dass nicht nur Conglomerate, sondern auch feste kalkig-dolomitische Gesteine an seiner Zusammensetzung betheiligt sind. So besteht die Felskuppe, welche auf der Karte (1 : 25.000) mit der Höhe von 850 Meter eingetragen ist, aus einem dunkelgrauen, hellgrau verwitternden, ungeschichteten, unreinen, bituminösen Kalk, der an einzelnen Punkten zahlreiche Alveolinen, Milioliden und andere Foraminiferen enthält.[1]) Daneben kommen auch schlecht erhaltene

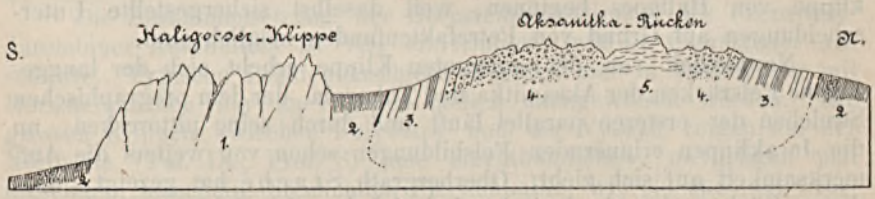
[1]) Zu Beginn meiner Untersuchung betrachtete ich die Klippe von Haligocs, gestützt auf die Autorität von G. Stache, für Chocs-Dolomit und glaubte auch in der

Versteinerungen vor, die wohl auf Kalkalgen zurückzuführen sein dürften. Diese kleinen Formen sind zuweilen so häufig, dass sie fast das ganze Gestein zusammensetzen.

An einer Stelle sind leider schlecht erhaltene Gastropoden nicht selten, die sich überdies aus dem zähen, harten Gestein nicht loslösen lassen. An einem weiter östlich gelegenen Punkte des Tokarnyarückens erscheinen ähnliche Kalke, die einzelne Korallen enthalten.

Diese Vorkommnisse sind jedoch wenig ausgedehnt. Die Hauptmasse der Eocängesteine der Aksamitka und Tokarnya bilden Conglomerate, welche in der Nähe der Trias-Dolomitinsel fast ausschliesslich aus vollkommen gerundeten Dolomitgeschieben bestehen. Seltener als diese, sind Geschiebe aus Liaskalk und ganz ausnahmsweise kommen auch Geschiebe von krystallinischen Gesteinen vor. Die Grösse der Bestandtheile ist sehr schwankend, man trifft alle Uebergänge von der Linsen- bis zur Kopfgrösse. Die Mächtigkeit dieser Conglomeratbildung ist ausserordentlich gross, die ganze breite Bergmasse der Aksamitka mit ihren zahllosen, sonderbar gestalteten Felskegeln und Schroffen besteht aus diesem Conglomerat. Schieferige Zwischenlagen oder Sand-

Fig. 42.



Durchschnitt der Triasklippe von Haligocs und des eocänen Zuges der Aksamitka.

1. Triasdolomit.
2. Hüllschiefer mit *Inoceramus sp.*
3. Eocäne Sandsteine und Schiefer.
4. Dolomitconglomerat (Sulower Conglomerat).
5. Alveolinenkalk.

steinbänke kommen nur am Rande der Conglomeratmasse vor, in der Mitte fehlen sie auf weite Strecken gänzlich, und es ist in diesen Fällen auch keine Spur von Schichtung erkennbar. Das Bindemittel ist so spärlich entwickelt, dass fast das ganze Gestein ausschliesslich aus Geschieben besteht, die meist nur ziemlich lose verkittet sind. Die beschriebenen, sehr einförmig zusammengesetzten Conglomerate enthalten keine Spur von Versteinerungen, nur wenige Lagen sind reich an Nummuliten.

In dem Maasse jedoch, als man sich von der alten Dolomitinsel gegen Osten entfernt, ändert sich die Zusammensetzung der Conglomeratmasse. Die Dolomitgeschiebe spielen, wenn sie auch immer noch sehr

beschriebenen Klippe eine Insel von Chocs-Dolomit vor mir zu haben. Da mir damals die Unrichtigkeit dieser Altersbestimmung nicht aufgefallen war, konnte es geschehen, dass die Angabe vom Vorkommen von Alveolinen im Chocsdolomit in einen Reisebericht aufgenommen wurde, der zwar, wie aus dem Schlusssatze desselben (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1885, pag. 283) hervorgeht, nicht für den Druck bestimmt war, aber gegen meinen Wunsch irrthümlich zum Abdruck in den „Verhandlungen" gelangt ist.

zahlreich sind, nicht mehr jene ausschliesslich vorherrschende Rolle, wie an der Aksamitka, es treten daneben verschiedene andere Geschiebe auf, wie Geschiebe von Hornsteinkalk, von krystallinischen Gesteinen.[1]) Die Conglomerate erhalten eine reichliche Beimengung von kalkig sandigem Bindemittel, und es stellen sich Zwischenlagen von conglomeratischem Sandstein ein. Die Conglomerate dieser Art wechsellagern ferner mit gewöhnlichen, dickbankigen Sandsteinen und Schiefern und enthalten viel häufiger, wie die reinen Dolomitconglomerate, zahlreiche grosse und kleine Nummuliten. Der geänderten Zusammensetzung entspricht auch eine abweichende äussere Gestaltung. Der eocäne Bergrücken ist hier ziemlich einförmig gerundet und nur jene Partien, wo das Conglomerat besonders mächtig entwickelt ist, starren in Form von ruinenartigen Mauern oder riesigen Zähnen aus dem Boden.

Verquert man den Eocänzug in seiner östlichen Partie, indem man aus dem Lesnitzer Thale zur Höhe ansteigt und sich von da zu dem kleinen Meierhof am rechten Ufer des Lipnikbaches in Gross-Lipnik herablässt, so trifft man über den nach Süden einfallenden, cretacischen, grünlichen Kalkschiefern und rothen Thonen, die hier zahlreiche Sandsteinbänke einschliessen, unterhalb der Höhe grobbankige, conglomeratische Sandsteine an, die Nummuliten enthalten. Nahe der Höhe des Bergrückens treten die felsbildenden Conglomeratmassen auf und unmittelbar unterhalb der Höhe, auf der Südseite, erscheinen unter den steil, fast senkrecht stehenden Sandsteinen rothe Schiefer und Thone, welche jedoch nur eine wenig mächtige Einlagerung bilden. Weiter unten wiederholt sich dieser Wechsel von Nummuliten führenden Sandsteinen und Conglomeraten mit rothen Thonen und dünnschieferigen Sandsteinen noch mehrfach und die Einlagerungen von rothen Thonen sind so schmal und regelmässig, dass von einer Trennung derselben von den Nummuliten führenden Bänken keine Rede sein kann. Unter den Conglomeratsandsteinen erscheint an einer Stelle eine mergelig-sandige Lage, welche einzeln eingebettete, grosse Urfelsgerölle und Hornsteinkalkgeschiebe führt. Die Lagerung ist ziemlich complicirt. Die Schichten fallen auf der Südseite unter der Höhe gegen Nord, dann gegen Ost, Südost und Süd, die unterste Partie endlich wieder gegen Nord.

Unterhalb des Conglomeratcomplexes kommen in der Nähe des Meierhofes steil gestellte oder nordöstlich einschiessende grünliche, kalkige und mergelige Schiefer zum Vorschein, mit denen sich im Thale rothe Schiefer, unreine Kalkschiefer mit einzelnen, Spongien führenden Knollen von brecciöser Beschaffenheit verbinden. Die Schichten fallen im Thale, am Flusse aufgeschlossen, wieder gegen Süd ein. Auf Grund petrographischer Uebereinstimmung mit den Inoceramen führenden Kalkschiefern muss man diese Schichten als cretacisch ansehen, während der nummulitenreiche Conglomeratcomplex sammt den eingeschalteten rothen Schiefern dem Eocän zufällt.

Die Wechsellagerung von Nummuliten führendem Conglomeratsandstein mit rothen Schiefern ist ebenso deutlich in den westlich

[1]) An einer Stelle im östlichen Theile des Zuges wurden lose Blöcke von grauem Korallenkalk aufgefunden; leider war es nicht möglich, zu voller Sicherheit darüber zu gelangen, ob dieselben aus dem Conglomerat stammen oder von einer versteckten, unscheinbaren Klippe herrühren.

folgenden Wasserrissen zu erkennen, nur stellt sich daselbst namentlich in den höheren Partien allmälig das oben beschriebene Dolomitconglomerat ein, während die tieferen Schichten noch Sandstein und gewöhnliche Conglomerate erkennen lassen (Fig. 42).

Die Conglomerate und grobbankigen Sandsteine, die im östlichen Theile der Tokarnia und namentlich beim Lipniker Meierhof vorkommen, sind in nichts verschieden von den eocänen Conglomeraten und Sandsteinen, die aus dem Neumarkter und Czorsztyner Abschnitte beschrieben worden sind. Sie sind auch hier mit rothen Schiefern untrennbar verbunden.

Im westlichen Theile des Tokarniarückens und auf der Aksamitka hingegen kommen Gesteine hinzu, die von keinem anderen Punkte der pieninischen Klippenzone bekannt sind, Alveolinen- und Korallenkalke und Dolomitconglomerate, die sonst nur in der Umgebung der Sedimentärzonen der krystallinischen Gebirgskerne vorkommen, ein Verhältniss, welches weiter unten noch ausführlicher zur Sprache kommen wird.

Für die Gliederung der Klippenhülle ist vor Allem das auch hier bestätigte Ergebniss wichtig, dass die rothen Thone der Klippenhülle keineswegs durchaus als cretacisch betrachtet werden dürfen. Es bestätigt sich ferner der schon früher bemerkte Umstand, dass die rothen Schiefer des Eocäns wohl dünne Sandsteinbänke führen können, niemals aber jene kalkreichen Schiefer und grauen Flecken- und Fucoidenmergel enthalten, die für die cretacischen rothen Schiefer so sehr bezeichnend sind.

Oestlich von Na plasni schrumpft die Mächtigkeit der Conglomerate zusehends ein, sie gehen in Sandsteine mit einzelnen Conglomeratbänken über und scheinen sich in dem bewaldeten, schwer zugänglichen und schlecht aufgeschlossenen Terrain nördlich von den Barkokalkinseln auszukeilen.

Die Sandsteine, welche in der Gegend des Bades Szmerdsonka quer über das Lipnikthal ziehen, dürften vielleicht eine, wenn auch nicht unmittelbare Fortsetzung der Eocänzone der Aksamitka vorstellen. Sie scheinen von den benachbarten cretacischen Schiefern, und zwar rothen Schiefern im Süden und grauen, grünlichen und bläulichen Kalkschiefern im Norden scharf geschieden zu sein und enthalten an einer Stelle schwärzliche Schieferlagen von unbestimmtem Gepräge. Merkwürdig ist das Vorkommen einer 2—3 Meter breiten Kalkmasse, welche im Bereiche dieses Sandsteins im Bachbette unmittelbar nördlich vom Bade Szmerdsonka zum Vorschein kommt. Der betreffende hellgraue Kalk besteht grösstentheils aus Lithothamnien und scheint mit dem Eocänkalk der Aksamitka die meiste Aehnlichkeit zu besitzen. Möglicherweise ist dies ein Parallelvorkommen zu dem der Aksamitka.

Die Sandsteine von Szmerdsonka zeigen in ihrer Hauptmasse südliche Fallrichtung, nur deren nördlichste Partie fällt gegen Norden ein. Die angrenzenden cretacischen Kalkschiefer neigen sich ebenfalls in steil südlicher Richtung. Diese Lagerung ist eine scheinbar antiklinale, wahrscheinlich liegt aber hier nur eine untergeordnete Störung vor. Von Szmerdsonka ziehen diese Sandsteine nach Sub-Lechnitz und von da nach Sromowce nižnie. In Szmerdsonka tritt aus denselben

eine Schwefelquelle von derselben Beschaffenheit hervor wie jene, die in Gross-Lipnik beim erwähnten Meierhofe aus dem Eocänconglomerate quillt. Auf der Karte wurde dieser Sandsteinzug provisorisch zur Kreideformation gestellt, da die Zugehörigkeit zum Eocän nur vermuthet, nicht bestimmt ausgesprochen werden kann.

In östlicher Richtung keilt sich die Eocänmulde der Aksamitka-Tokarnia in der Nähe des Weges aus, der von Gross-Lipnik am Rabstein vorüber nach Szczawnica führt. Man sieht hier schwarze, dunkelbraune und chocoladefarbene, glänzende, dünnblätterige Schiefer, die auch an einer Stelle nordöstlich vom Meierhofe mit Nummulitenconglomeraten vorkommen und den Eocänbildungen südlich von der Klippenzone vollkommen gleichen. Den weiter östlich gelegenen Czerweny potok erreichen diese Bildungen nicht mehr. Daselbst treten nur grünliche Kalkschiefer, rothe Schiefer mit typischen grauen Fucoidenmergeln auf, die wohl auch Sandsteinpartien führen, jedoch von anderer Beschaffenheit, Sandsteinpartien, die ebenso, wie gewisse gleich zu besprechende Sandsteine zur Kreide zu stellen sind.

Die weite, klippenfreie Fläche zwischen der langgezogenen Eocänmulde und dem klippentragenden Grenzkamm zeigt eine sehr einförmige Zusammensetzung. Das verbreitetste Gestein bilden daselbst die schon früher beschriebenen grünlichen, griffelig und plattig zerfallenden, oft fein gefälteten, seidenglänzenden Schiefer von Huta am Dunajec, welche auch an der Umrandung der Haligocser Klippe betheiligt sind. Mit diesen innig verbunden treten auch rothe Schiefer, seltener graue Fleckenmergel auf, welche erst in der Gegend südlich vom Rabstein und am Czerweny potok stärker entwickelt sind. Während jedoch diese Schiefer in den eigentlichen Pieninen arm an Sandsteinlagen sind, sondern sich hier zahlreiche Sandsteinbänke darin ab, welche bis zu mächtigen grobbankigen Complexen anschwellen können. Namentlich in der Umgebung des Dorfes Lesnitz nimmt diese Sandsteinfacies eine auffallende Entwicklung an (Taf. IX, Prof. 6).

Wenn man in Lesnitz den bei der Kirche mündenden Seitengraben gegen Norden verfolgt, findet man diese grünlichen und grauen, seltener rothen, plattigen Mergelschiefer sehr gut aufgeschlossen. Sie fallen zuerst nach Süden, dann nach Norden und endlich wieder nach Süden ein und schliessen Sandsteinbänke ein, deren Dicke von 2—3 Decimeter bis zu 1 Meter steigen kann. Bald liegen nur einzelne Sandsteinbänke im Schiefer, bald mehrere. Südlich von der Lesnitzer Kirche stehen am linken Bachufer dieselben Sandsteine an, bilden aber eine compacte Masse. Folgt man diesen Sandsteinen auf das entgegengesetzte Ufer, so sieht man hier eine Zone von Mergelschiefern dazwischen sich einschieben.

Aus diesen Beobachtungen geht wohl mit Sicherheit hervor, dass diese Sandsteine mit den kalkigen Mergelschiefern untrennbar verbunden sind und nicht zum alttertiären, sondern zum cretacischen Theil der Klippenhülle gehören. Sie streichen in östlicher Richtung bis gegen den Rabstein und die wenig mächtigen, mehr schieferigen Sandsteine, welche östlich vom Rabstein den höchsten Theil des Grenzkammes bilden und sich gegen die Visoka allmälig verlieren, dürften wohl als Fortsetzung der Lesnitzer Sandsteine zu betrachten sein.

Die sehr ungleiche Mächtigkeit dieser Sandsteinlager bedingt gewisse Schwierigkeiten bei der kartographischen Darstellung derselben. Die unbedeutenden Vorkommnisse mussten ausserachtgelassen werden, während die mächtigeren Partien besonders ausgeschieden wurden. Da eine bestimmte Grenze nicht besteht, konnten oder mussten sich vielmehr gewisse Inconsequenzen einschleichen.

Die Lagerungsverhältnisse dieses Theiles der Klippenhülle bieten keine leicht zu überblickende Regelmässigkeit dar. Die Schichten fallen bald nach Südsüdwest, bald nach Ostnordost, abweichende Richtungen kommen nur local vor. Die Fallrichtungen halten jedoch meistens nicht auf weite Strecken hin an, sondern es findet ein ziemlich rasches Uebersspringen statt. Man darf auf Grund dessen wohl annehmen, dass die Klippenhülle hier aus einer Reihe von untergeordneten Falten besteht, die dem Streichen nach bald ausgehen, um neuen Faltenbildungen Platz zu machen.

Nördlich von der bisher in Betracht gezogenen Gegend gelangt man in die klippenführende Zone, innerhalb deren die Hüllschiefer eine vielgestaltige Beschaffenheit annehmen, ohne etwas besonders Bemerkenswerthes darzubieten. Rothe Schiefer mit oder ohne Sandsteinbänke, Fleckenmergel, schwärzliche und grünliche Schiefer, seltener blaugraue Schiefer mit Hieroglyphensandsteinen wechseln hier in bunter Folge.

Der nördlichste Theil der Klippenzone zeichnet sich zwischen Krościenko und Jaworki wiederum, ähnlich wie bei Krempach und Friedmann, durch das Eintreten mächtiger Sandsteincomplexe aus, deren Altersbestimmung sich sehr schwierig gestaltet. Die wichtigsten Beobachtungen in diesem Theile der Klippenzone sind folgende.

Das Thalgehänge zwischen der Dunajecbrücke südlich von Krościenko und Szczawnica nižnia zeigt mehrere gute, an der Strasse gelegene Aufschlüsse, deren westlichster ziemlich massige graue Sandsteine blosslegt. Dann folgen graue Mergelschiefer mit dünnen Sandsteinbänken und eine wenige Meter breite Lage von rothen Schiefern. Nach einer kleinen Unterbrechung kommen graue Kalkmergel zum Vorschein, welche in dunkelgraue bis schwärzliche Mergelschiefer mit an- und abschwellenden Linsen und unregelmässigen, dünnen Lagen von feinkörnigem, dunkelgrauem Sandstein übergehen. Die letzteren sind oft sehr glimmerreich, werden von weissen Spathadern durchzogen und sind bisweilen von strahligem Pyrit bedeckt. Die Schichten bilden zahlreiche secundäre Windungen und Faltungen, fallen aber im Allgemeinen gegen Norden ein. A. v. Alth war so glücklich, in den schwarzen Schiefern einen Ammoniten aufzufinden, der allerdings sehr schlecht erhalten und specifisch nicht bestimmbar ist. A. v. Alth glaubte ihn am besten in die Gruppe des *Am. Leopoldinus* einreihen zu können (l. c. pag. 19). Der Beschreibung zu Folge liegen keinerlei Anhaltspunkte vor, um dieser vermuthungsweisen Bestimmung einen entscheidenden Werth beimessen zu können. Man wird auf Grund dieses Fundes nicht mit Sicherheit annehmen dürfen, dass in diesen Schichten thatsächlich Neocom vorliegt, jedenfalls aber ist damit der volle Beweis cretacischen Alters erbracht.

Die geologische Bedeutung dieses Fundes ist übrigens nicht nur der Unbestimmbarkeit des betreffenden Ammoniten wegen problematisch. Die fraglichen schwärzlichen Schiefer bilden ein in der Klippenzone

nicht gewöhnliches Vorkommen. Wohl treten nicht selten in Verbindung mit rothen auch schwärzliche Schiefer auf, doch haben sie kaum jemals eine Ausbildung, die mit den Schiefern bei Szczawnica niżnia bis in's letzte Detail übereinstimmt. Die Möglichkeit ist daher nicht völlig ausgeschlossen, dass dieselben eine Klippe vorstellen, doch ist hervorzuheben, dass die Zugehörigkeit zur Klippenhülle viel wahrscheinlicher ist, da die schwarzen Schiefer in graue Mergelschiefer übergehen, wie man sie wohl in der cretacischen Klippenhülle erwarten könnte. Auf der Karte wurden diese Schichten zur Klippenhülle gezogen. Ob diese schwärzlichen Schiefer mit den Sandsteinen und den rothen Schiefern in Verbindung stehen, ist einer Beobachtungslücke wegen nicht sicher erkennbar.

Von Szczawnica niżnia bis Szczawnica wyżnia besteht die Fortsetzung des eben beschriebenen Gehänges, das in das Thal des Ruskabaches übergeht, nicht aus den Bildungen der Klippenhülle, sondern aus den grauen Schiefern und Kalksandsteinen der nördlichen Grenzzone. Die Fortsetzung der Hüllschiefer liegt im Thalboden der Ruska und auf dem linken Ufer derselben, an der Szczawnicka góra.

Die Beschaffenheit der steilen Gehänge und die massig aufragende Bergform lassen sofort erkennen, dass hier grobbankige Sandsteine zu mächtiger Entwicklung gelangt sind (Taf. IX, Prof. 6). Man sieht fast auf der ganzen Nordseite der Szczawnicka góra rothe Schiefer mittelsteil südlich unter grobbankige und massige Sandsteine einfallen. Die rothen Schiefer enthalten einzelne dünne Sandsteinbänke und gehen allmälig in die grobbankigen Sandsteine über. Auch das Liegende der rothen Schiefer bilden grobbankige Sandsteine, die aber nur an einer Stelle, da, wo das Gehänge einen kleinen, nordwärts vorspringenden Sporn, gegenüber der Mündung des Sopotnicagrabens bildet, deutlich zu sehen sind. Diese liegenden Sandsteine zeigen dieselbe Beschaffenheit, wie die hangenden, und fallen ganz concordant gegen Süden ein. Die Sandsteine sind, wie allenthalben, mit Conglomeraten verbunden. Weiter oben zeigt die Szczawnicka góra noch andere solche Einlagerungen von rothen Schiefern, die sich als kleine schmale Terrainmulden schon von weitem kenntlich machen. Die Sandsteine der Szczawnicka góra bilden die unmittelbare Fortsetzung der schon im Vorhergehenden beschriebenen Sandsteine und Schiefer des Dunajecufers (Fig. 27), und da für die letzteren mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit cretacisches Alter angenommen werden kann, so müssen auch die Sandsteine der Szczawnicka góra für cretacisch angesehen werden.

Im oberen Theil von Szczawnica wyżnia setzen diese Sandsteine, welche auf weite Strecken gegen Ostnordost streichen und südwärts einschiessen, auf das rechte Ufer des Ruskabaches und ziehen sich von da ununterbrochen bis Jaworki. Auch in dieser Gegend sind sie mit rothen Schiefern innig verbunden, die in mehreren schmalen Zonen zum Vorschein kommen oder selbst nur einzelne Lagen bilden können. Mit diesem Sandsteinzuge verbinden sich die Sandsteine der dreigipfeligen Jarmuta, welche, ähnlich wie die Szczawnicka góra, aus den Schiefern der Klippenhülle mit steilen Gehängen am linken Ruskaufer sich erhebt.

Die geologische Zusammensetzung der Jarmuta ist in gewisser Hinsicht ziemlich einfach. Nördlich von der Jarmuta sind am Flussufer

rothe Schiefer mit Hieroglyphensandsteinen erkennbar. Der nördliche schmale Randstreifen des ansteigenden Gehänges besteht aus grobbankigem Sandstein. Dann folgt eine, schon nach der Gehängebildung und der Wiesenvegetation erkennbare, verhältnissmässig breite Zone von rothen und schwarzen Schiefern, welche kalkreiche Sandsteine enthalten. Die nächste Zone besteht abermals aus grobbankigem Sandstein und Conglomerat. In ihr liegt der niedrige, durch einen Gedenkstein gekennzeichnete Westgipfel der Jarmuta. Ein schmales Band von rothen Schiefern, das durch eine trachytische Eruptivmasse durchschnitten wird, trennt den Westgipfel von der Hauptmasse der Jarmutasandsteine, welche den mittleren und östlichen Gipfel bilden. Die Gesteine des letzteren sind durch den Contact mit intrusivem Trachyt hochgradig verändert, sie sind überaus glimmerreich, führen schwarze Schiefer und schmutzig-grünliche Bänder einer opaken, hornsteinartigen Masse, welche Kryställchen von Biotit ausgeschieden enthält. Das Streichen der Sandsteine und Schiefer ist fast rein ostwestlich (mit einer sehr geringen Ablenkung gegen Norden), das Fallen ziemlich steil südlich.

Das rechtseitige Gehänge des Ruskathales zwischen Szczawnica wyżnia und Szlachtowa, welches die östliche Streichungsfortsetzung der Jarmuta bildet, und die dazwischenliegenden Aufschlüsse am Bachufer zeigen nun, dass wohl im Allgemeinen die Schiefer und Sandsteine zusammenhängen, dass aber die an der Jarmuta unterschiedenen Zonen nicht regelmässig gegen Szlachtowa streichen, sondern dass sich einzelne Schieferzonen auskeilen, während wieder andere neu einsetzen. Die Verquickung der rothen Schiefer mit den grobbankigen Sandsteinen ist dabei oft eine so innige, dass es nicht möglich ist, die Schiefer auf der Karte consequent zur Ausscheidung zu bringen. Die beiden nördlichen Schieferzonen der Jarmuta scheinen sich in eine Schiefermasse zu vereinigen, welche am rechten Ruskaufer breit entwickelt ist, sich aber nur bis zum Thale von Szlachtowa erstreckt und dort auskeilt. Im unteren Theile von Szlachtowa erscheint eine Schieferzone, welche sich wiederum gegen die Jarmuta zu ausspitzt. Dieselbe besteht aus grauen und grünlichen Mergelschiefern, die bisweilen wohl den Fleckenmergeln ähnlich sehen, noch mehr an gewisse Formen der sogenannten Beloveszaschichten erinnern, dann aus rothen Schiefern und Kalksandsteinen. Darauf folgen südwärts wieder harte, grobbankige Sandsteine, welche wie die Schiefer sehr steil gestellt sind oder nach Norden einfallen.

Weiter südlich tritt am Ausgange des Szlachtower Baches (Sielski potok) eine neue Schieferzone auf, welche ebenfalls gegen die Jarmuta zu auskeilt, dagegen in östlicher Richtung ziemlich weit verfolgbar ist. Diese Schieferzone besitzt in der Gegend zwischen dem Sielski potok und der Jarmuta eine sehr eigenthümliche Zusammensetzung, auf welche ich weiter unten eingehen werde. Vorher möchte ich noch in Kürze die Verhältnisse am rechten Ufer der Ruska berühren.

Die zweite Schieferzone von Szlachtowa lässt sich von Szlachtowa bis in den Stary potok verfolgen. Die Schichten derselben bestehen vorwiegend aus rothen und schwärzlichen Schiefern und fallen nordwärts ein. Südlich davon folgen wiederum concordant einschiessende grobbankige Sandsteine, welche auch an der Mündung des Stary potok entwickelt sind und bis kurz vor Jaworki anhalten. Vor der Mündung

des Stary potok und vor Jaworki zeigen die gut aufgeschlossenen Gehänge, wie innig und untrennbar die rothen Schiefer mit den grobbankigen Sandsteinen verbunden sind. Man sieht hier die Sandsteinmassen sehr schön im Schiefer auskeilen und umgekehrt.

In Jaworki besteht das Ruskaufer wieder aus rothen Schiefern und Fucoidenmergeln, welche die bereits beschriebenen Klippen von Jaworki umgeben. Sie fallen conform der Hauptklippe und den grobbankigen Sandsteinen gegen Norden ein. In Jaworki verschwindet allmälig die weiter westlich so mächtig entfaltete Zone der grobbankigen Sandsteine. Es geschieht dies durch Aufnahme zahlreicher Schiefereinlagerungen, welche gegen Osten so sehr überwiegen, dass die Sandsteine noch vor der benachbarten Ortschaft Bialawoda vollständig durch Schiefer verdrängt erscheinen. Die erwähnte Wechsellagerung von rothem Schiefer mit grobbankigem Sandstein ist im Czarnawodathale vorzüglich aufgeschlossen. Auf der Karte kann dieses Verhältniss natürlich nur schematisch dargestellt werden.

Ueber die Beschaffenheit der Schieferzone am Ausgange des Sielski potok und zwischen diesem und der Jarmuta geben die Ufer des Sielki- und Ruskabaches, sowie das linke Thalgehänge der Ruska ziemlich gute Aufschlüsse. Verfolgt man den vom Ruskabache bespülten Ostrand der Jarmuta von Malinowa in südlicher Richtung, so findet man folgende Schichtreihe, deren Theile concordant südwärts einfallen:

Massige und grobbankige Sandsteine, mit Conglomeratbänken.

Rothe und schwärzliche Schiefer, welche wohl die Fortsetzung der mittleren Schieferzone von Szlachtowa bilden.

Grobbankige Sandsteine, sehr mächtig.

Schwärzliche Schiefer mit einer Lage von grobbankigem Sandstein und rothem Thon, zusammen ungefähr 8 Meter mächtig.

Grobbankiger Sandstein.

Rother Schiefer.

Weisser Hornsteinkalk, 2 Meter mächtig.

Rother Schiefer.

Hornsteinkalk, 1 Meter mächtig.

Rother und grünlicher Thon.

Massiger, mit einer groben Conglomeratbank beginnender Sandstein, circa 60 Meter mächtig.

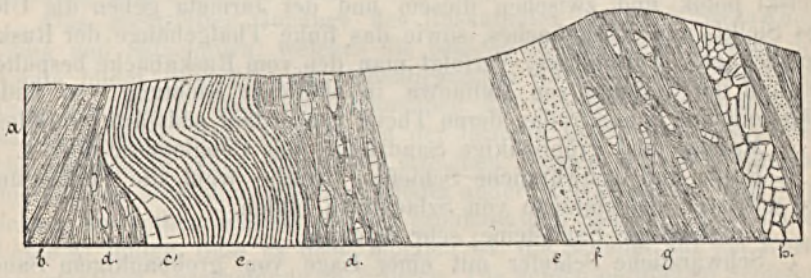
Rother Thon, 20 Meter.

Grobbankiger Sandstein.

Am äussersten Ostende der Jarmuta angelangt, findet man leider eine kleine Beobachtungslücke. Wahrscheinlich liegen hier Schiefer mit Einlagerungen von Conglomeraten, welche einige Schritte weiter vor der Mündung des Palkowskibaches eine sehr merkwürdige Ausbildung annehmen. Am steilen, vom Bache unterwaschenen Gehänge ist eine 2—3 Meter mächtige Lage zu sehen, welche sich bei näherer Betrachtung als eine Breccie herausstellt, die durchaus aus grossen Fragmenten von grauem Hornsteinkalk und rothem Czorsztyner Kalk besteht (Fig. 43, *h*). An einzelnen Stellen wiegt der letztere, an anderen der erstere Bestandtheil vor. Die einzelnen Bestandtheile dieser Bildung, die lebhaft an die Breccie im Dunajecthale, gegenüber von Nedetz erinnert, sind faust- bis kopfgross und lassen sich aus der einhüllenden Schiefermasse

leicht herauslösen. Meist sind die einzelnen Stücke mehr oder minder parallel aufgeschichtet, daneben aber kommen stets solche vor, deren Schichtung quergestellt ist, so dass man an solchen Stellen die volle Ueberzeugung von der Conglomerat- oder Brecciennatur dieser Bildung erhält. Die rothen und grauen Hornstein- und die Czorsztyner Kalkknollen enthalten nicht selten Belemniten und grosse imbricate und punktirte Aptychen, stammen also bestimmt aus jurassischen Schichten. Die Conglomeratlage fällt, wie auch die folgenden Schichten sehr steil nach Nordnordwest ein. Es folgen rothe und dunkelgrünliche Schiefer, mit zahlreichen, meist linsenförmigen oder elliptischen Einschlüssen von schieferigem Hornstein von dunkelrother und schmutzig-grüner Färbung und grauem Hornsteinkalk (Fig. 43, *g*). Diese Schiefer gehen über in dickbankigen Sandstein und Conglomeratsandstein, welcher einen grossen Einschluss von grauem Hornsteinkalk enthält (Fig. 43, *f*). Mit mächtigen

Fig. 43.



Klippenhülle mit Hornsteinkalkeinschlüssen am linken Ufer des Ruskabaches in Szlachtowa.

a) Schwarzer, kleinblätteriger Schiefer.
b) Kalkhältiger Sandstein.
c) Röthlicher und grünlicher Hornstein und Hornsteinkalk.
c') Grauer Hornsteinkalk.
d) Grünliche und röthliche Schiefer mit Einschlüssen von Hornsteinkalk.
e) Schwarze Schiefer und dünnschichtige Sandsteine.
f) Sandstein und Conglomerat mit einem grossen Einschluss von Hornsteinkalk.
g) Dunkelgrünliche u. rothe Schiefer mit Einschlüssen von Hornstein u. Hornsteinkalk.
h) Conglomerat aus Hornsteinkalk, Hornstein und Czorsztyner Kalk.

schwarzen Schiefern und dünnschichtigen Sandsteinen (Fig. 43, *e*) schliesst diese Schichtfolge ab, die auch am Flussufer angeschnitten erscheint. Hier ist die Zusammensetzung derselben von Ost nach West folgende:

Schwarzer, kleinblätteriger, schüttiger Schiefer (Fig. 43, *a*), mit wenig dünnplattigem, überaus glimmerreichem Sandsteinschiefer und einzelnen fremden Blöcken geht über in kalkhältigen Sandstein (Fig. 43, *b*), an welchen sich oben eine ungefähr 5 Meter breite Masse von gebändertem, grünlichem und röthlichem Hornstein und Hornsteinkalk anschliesst (Fig. 43, *c*). Dadurch, dass diese Masse eine S-förmige Biegung macht, wird im unteren Theil des Aufschlusses ein Raum gelassen, welcher mit grauem, schieferigem Sandstein und kleinblätterigem, kieseligem, grünlichem und rothbraunem Schiefer ausgefüllt ist. In diesem Schiefer liegen einzelne kleine Einschlüsse von Hornstein. Im

Hangenden löst sich die gekrümmte Hornsteinkalkmasse in einzelne Blöcke und Butzen auf, die von Schiefern umschlossen werden (Fig. 43, *d*). Die Schiefer nehmen überhand, sind roth und grünlich gefärbt und enthalten abermals scharf abgegrenzte Blöcke von grauem Hornsteinkalk. Sowohl die Blöcke, wie die compacte Hornsteinkalkmasse enthalten auch hier ziemlich zahlreiche, grosse imbricate und punktirte Aptychen, so dass ihre Herkunft aus dem oberjurassischen Klippenmaterial sichersteht.

Auch am rechten Ufer der Ruska steht eine kleine Hornsteinkalkmasse an, welche aus weissem, südlich fallendem Kalk besteht, unter welchem einige Bänke von rothem Hornstein und rothem, kieseligem Schiefer liegen. An diese grenzen steil gestellte sandige Schiefer, schwärzliche und grünliche Schiefer, welche allmälig eine entgegengesetzte Fallrichtung annehmen. Im Hangenden des weissen Kalkes scheinen, den benachbarten Aufschlüssen zu Folge, rothe und grüne Schiefer und endlich Conglomerate und Conglomeratsandsteine zu folgen. Letztere enthalten hier auch krystallinische Blöcke.

In dem wenige Schritte entfernten Palkowskibache sind zuerst graue Schiefer und dünnschichtige, Hieroglyphen führende Sandsteine zu sehen, welche in rothe Schiefer übergehen. Die letzteren begrenzen eine im Bachgrunde zum Vorschein kommende weisse Hornsteinkalkmasse, deren Ausdehnung nicht mit Klarheit erkennbar ist. Es scheint, dass hier ein ähnlicher, kaum 1 Meter breiter Einschluss vorliegt, wie an den eben beschriebenen Stellen; möglicher Weise breitet sich aber der Kalk gegen unten weiter aus. Der erstere Fall ist jedoch der wahrscheinlichere. Ueber dem Kalk erscheint abermals eine Lage von rothem Schiefer und darüber Conglomeratsandstein, der hier eine überaus mächtige Entwicklung annimmt und weiter aufwärts von Trachyt durchbrochen wird. Die massigen Sandsteine und Conglomerate, welche hier neben Hornsteinkalkfragmenten auch verschiedene andere, besonders krystallinische Gesteine enthalten, fallen gegen Süden ein und setzen sich in südöstlicher Richtung eine Strecke weit fort. Ueber den Sandsteinen folgen schwarze Schiefer und glimmerreiche Sandsteine, die am Contact mit dem Trachyt Veränderungen zeigen.

Einen für die Altersbestimmung der beschriebenen Schieferzone wichtigen Fund verdankt man den Bemühungen von A. v. Alth. Oberhalb der Brücke über den Sielskibach treten nach dem genannten Autor grüne, conglomeratische Schichten auf, welche Kalkfragmente und Inoceramenschalen enthalten. Zwischen diesen Schichten liegen feinkörnige bräunliche, sehr harte Sandsteine und graue Mergel mit undeutlichen Fucoiden. Der Beschreibung A. v. Alth's zu Folge gehören diese Schichten in die Zone der grobbankigen Sandsteine oder liegen nahe an der Grenze gegen die Schieferzone, welche südlich von der Brücke vornehmlich aus schwarzen Schiefern besteht und bei der Mündung des Sielski potok in die Ruska eine Hornsteinkalkmasse enthält. Einige Schritte oberhalb kommen am Ruskaufer ebenfalls schwarze Schiefer mit einer Conglomeratlage vor, welche Pentacrinusstielglieder und kleine Selachierzähne geliefert hat.

Aus den mitgetheilten Beobachtungen ergiebt sich zunächst, wie schon hervorgehoben wurde, mit voller Sicherheit, dass die massigen

und grobbankigen, bisweilen sehr festen, oft conglomeratischen Sandsteine zwischen Szczawnica und Jaworki mit den rothen und schwärzlichen Schiefern untrennbar verbunden sind, da häufig Wechsellagerungen auf wenige Schritte Entfernung vor sich gehen und gegenseitiges Auskeilen vorkommt. Das geologische Alter der Sandsteine ist sonach von dem der Schiefer nicht wesentlich verschieden. Sehr bemerkenswerth sind ferner die Hornsteinkalkvorkommnisse, durch welche die Schieferzone am Ausgange des Szlachtowa-Thales ausgezeichnet ist. Wir sehen hier zahlreiche Fragmente von Hornsteinkalk mit jurassischen Aptychen im Schiefer eingebettet, Fragmente, welche theils einzeln im Schiefer liegen, theils ganze Breccien- und Conglomeratschichten bilden. Ausserdem enthalten die Schiefer grössere, compacte Massen von Hornsteinkalk, welche auf den ersten Blick leicht für regelmässige Einschaltungen angesehen werden könnten. Das Vorkommen von jurassischen Aptychen in einer dieser Massen beweist, dass dies unmöglich der Fall sein kann, sondern dass diese Massen trotz der scheinbar concordanten Lagerung und trotz ihrer Grösse ebenfalls nichts Anderes sind, als eingeschlossene Blöcke, ein Verhältniss, welches schon durch das so häufige Vorkommen kleinerer Einschlüsse von Hornsteinkalk sehr wahrscheinlich gemacht wird.

Es ergiebt sich ferner aus diesem merkwürdigen Vorkommen, wie vorsichtig bei Beurtheilung scheinbarer Einschaltungen im Complex der Klippenhülle vorgegangen werden muss, und dass die concordante Lage an und für sich kein genügendes Criterium für regelmässige Einlagerung abgiebt. Die gangbare, namentlich von Paul vertretene Anschauung, dass die Klippenhülle als neocom anzusehen und durch Wechsellagerung mit dem neocomen Hornsteinkalk verbunden ist, könnte sich noch auf den Standpunkt zurückziehen, dass nur jene grünliche und rothe Hornsteinkalkmasse, welche die jurassischen Aptychen enthält, einen Einschluss vorstellt, die anderen aber, namentlich die weissen Kalke, den Forderungen der fraglichen Anschauung entsprechend regelmässige Einlagerungen sind. Abgesehen davon, dass diese weissen Kalke auch keine neocomen Fossilien geliefert haben, also deren Zugehörigkeit zum Neocom noch zweifelhaft ist, und demnach ein positiver Beweis fehlen würde, selbst wenn man die Natur dieser Hornsteinkalkmassen als Einlagerungen zugiebt, muss man wohl sagen, dass eine derartige Sonderung dieser gleichartigen Vorkommnisse an äusserster Unwahrscheinlichkeit leiden würde.

Das geologische Auftreten dieser Hornsteinkalkmassen ist ein so gleichförmiges, dass man sich nicht gut dazu verstehen kann, dieser Erscheinung verschiedene Ursachen zu Grunde zu legen. Mindestens wird man unzweifelhaft berechtigt sein, die Möglichkeit zu behaupten, dass die sämmtlichen Hornsteinkalkmassen dieser Gegend nur grosse Einschlüsse vorstellen, man wird ferner behaupten können, dass die Ansicht vom neocomen Alter der Klippenhülle hier keine Stütze findet, und dass bei der Entscheidung, ob derartige Kalkmassen Einlagerungen oder Einschlüsse vorstellen, die grösste Vorsicht geboten ist. Noch in anderer Beziehung sind die eben beschriebenen Theile der Klippenhülle von Interesse. Nach ihrem petrographischen Aussehen stehen die grobbankigen

Sandsteine, besonders aber die Conglomerate den Nummuliten führenden Sandsteinen und Conglomeraten so nahe, dass ein irgend nennenswerther Unterschied absolut nicht vorhanden ist. Der allgemeine Eindruck, den diese Schichten hervorrufen, spricht so lebhaft für die Eocänformation, dass es schwer wird, sich davon frei zu halten. Die Zwischenlagerung der rothen Schiefer kann diesen Eindruck nicht wesentlich beeinflussen, da ja solche Schiefer auch zwischen Nummuliten führenden Conglomeraten der Klippenzone beobachtet werden und nördlich von der Klippenzone rothe Schiefer im Alttertiär allgemein verbreitet sind. Die grauen Fleckenmergel, welche als ganz besonders charakteristisch für den cretacischen Theil der Hüllschiefer bezeichnet wurden, fehlen hier zwischen den grobbankigen Sandsteinen, wie man dies auch bei Krempach und Friedmann beobachtet, und auch dieser Umstand trägt dazu bei, um in der Vermuthung eocänen Alters für die fraglichen Schichten zu bestärken. Könnte man alle grobmassigen Sandsteine aus dem Bereich der cretacischen Klippenhülle entfernen und dem Alttertiär zuweisen, würde die Gliederung jedenfalls an Klarheit und Einfachheit gewinnen und die kartographische Arbeit eine wesentliche Erleichterung erfahren. Für die beschriebene Gegend muss jedoch diese Vermuthung von der Hand gewiesen werden. A. v. Alth berichtet vom Vorkommen von Inoceramen in diesem zusammengehörigen Complexe, und dies muss jedenfalls den Ausschlag für die geologische Altersbestimmung geben.

Zur Erhärtung des cretacischen Alters der schwarzen Schiefer und der damit verbundenen rothen Schiefer und Sandsteine könnte wohl auch der Ammonitenfund A. v. Alth's in den schwärzlichen Schiefern von Unter-Szczawnica herbeigezogen werden. Ich möchte jedoch auf dieses Vorkommen aus folgendem Grunde weniger Werth legen. Die schwarzen Schiefer, die in der Gegend der Jarmuta und bei Szlachtowa so sehr verbreitet sind, liegen zwar in der Streichungsfortsetzung der Schiefer von Unter-Szczawnica, sind jedoch petrographisch nicht vollständig identisch damit, und die Möglichkeit, dass es verschiedene Bildungen sind, ist zwar wenig wahrscheinlich, aber doch nicht völlig ausgeschlossen.

Man ist also gezwungen, anzunehmen, dass im alttertiären und cretacischen Theil der Klippenhülle grobbankige Sandsteine und Conglomerate vorkommen, welche petrographisch ununterscheidbar sind und zahlreiche grosse und kleine Blöcke sowohl von Gesteinen der Klippenzone, wie von ortsfremden, namentlich krystallinischen Gesteinen und Quarziten einschliessen.

Das Auftreten der Hornsteinkalkeinschlüsse am Ruskabache zeigt die grösste Uebereinstimmung mit dem früher beschriebenen Vorkommen vom Dunajecufer gegenüber von Nedetz, das ebenfalls auf Grund von Inoceramenfunden als cretacisch angesprochen werden musste.

Nach diesen Bemerkungen kehren wir zu der Detailbeschreibung zurück. Schwärzliche Schiefer spielen in der Gegend der Jarmuta eine grosse Rolle und sind namentlich auf der Süd- und Westseite dieses Berges stark entwickelt. Als Fortsetzung der Sandsteine und Conglomerate der Jarmuta und des Palkowskibaches stellt sich weiter östlich eine compacte Sandsteinmasse ein, welche bis zum Krupiana-

bach in Jaworki reicht und an ihrem Ostende von Trachyt durchbrochen wird.

Der östliche Theil des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes zeigt im Bereich der Klippenhülle nirgends so vollständige Aufschlüsse, wie am Ruskabache. Die Hauptmasse der Hüllbildungen besteht auch da aus rothen Schiefern in Verbindung mit grauen Fleckenmergeln, schwärzlichen Schiefern, dünnschieferigen, plattigen Sandsteinen, mürben Sandsteinen mit Conglomeraten und endlich blaugrauen Schiefern mit hieroglyphenreichen Kalksandsteinen.

Aehnlich wie am Ruskabache und in Lesnitz scheiden sich auch da einzelne grössere und kleinere Massen von dickbankigen oder massigen Sandsteinen, die untergeordnet auch schieferige Schichten führen können, aus. An einzelnen Punkten sind es nur einige wenige Bänke, die in dieser Facies ausgebildet sind und von diesen Vorkommnissen finden sich alle Uebergänge bis zu den grossen, ganze Berge und Bergzüge zusammensetzenden Sandsteinmassen.

Auf der geologischen Karte wurden nur die grösseren Partien zur Ausscheidung gebracht. Die Lage derselben im östlichen Theile des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes ist eine derartige, dass sie namentlich die grösseren Flächen zwischen den Klippengruppen und -Reihen einnehmen. So findet man eine Sandsteinmasse zwischen den Klippen des Skalski potok und denen von Biala woda, einen langgestreckten schmalen Zug zwischen der Klippengruppe von Jaworki und den Klippen am Skalski potok einerseits und den Hornsteinkalkkämmen südlich davon andererseits (Fig. 33). Ebenso ist der Raum zwischen der Hauptklippenreihe bei Folwark und am Ričkabache und den Vysoka-Szmerekowa-, Vartička- und Littmanowaklippen durch eine mächtige Sandsteinmasse ausgefüllt, die vom Ričkabache durchschnitten wird und endlich befindet sich zwischen den Klippengruppen, welche die Hauptreihe mit der nördlichen Parallelreihe bei Jarembina und Littmanowa verbinden, ebenfalls eine mächtige, rundlich begrenzte Sandsteinmasse (Fig. 36), welche im Tomasinka vrch culminirt. Kleinere Partien liegen nördlich von den Vartičkaklippen am Grenzkamme, in der Gegend Kuty am Ričkabache, und in der Gegend Vapene und Velka Hura zwischen dem Rička- und dem Littmanowabache.

Bestimmte Anhaltspunkte über das geologische Alter dieser Massen vermochte ich nicht zu gewinnen. Sie wurden auf der Karte in Uebereinstimmung mit den Sandsteinmassen der Ruska als cretacisch bezeichnet. Im Jarembiner Bache wurde ein loses Geschiebe mit einem Inoceramenabdrucke gefunden, welcher die Wölbung und starke Faltung der Wirbelregion sehr gut erkennen lässt. Das Gestein besteht aus einem feinkörnigen, kieseligen Sandstein, der jedenfalls eher im Verbande des massigen Sandsteins als des Schiefers erwartet werden könnte. Wenn es auch keineswegs als sicher betrachtet werden kann, dass das betreffende Stück aus den grobbankigen Sandsteinen stammt, so ist es doch ziemlich wahrscheinlich und beweist, wie wenig man sich dem Eindruck hingeben kann, den die Schichtgruppen der Klippenhülle nach ihrem äusseren Aussehen hervorrufen.

Die eigenthümliche Kalkbreccie, welche im Bereiche der Klippenhülle der grossen Rogozniker Klippe und in Krempach vorkommt,

wurde im Littmanower Thale wiedergefunden, und zwar in der Umgebung jener kleinen Klippen, welche die Verbindung zwischen der südlichen Parallelreihe und der Jarembiner Gruppe herstellen. Am Flussufer ist daselbst eine kleine Klippe von knolligem Tithonkalk aufgeschlossen, welche in südlicher Richtung von grauen Schiefern und Sandsteinen überlagert wird. Die letzteren enthalten eine von rothem Schiefer durchzogene Conglomeratmasse. Auf der Nordseite der Klippe liegt, gegen dieselbe scharf abgegrenzt, ein knolliger, heller Kalk oder eine Kalkbreccie, welche durchzogen ist von spärlichem, grauem Mergelschiefer, ferner ein grauer Crinoidenkalk mit ziemlich zahlreichen, aber schlecht erhaltenen Belemnitenfragmenten und Pyritknollen und endlich schwarze und rothe Schiefer. Der Crinoidenkalk dürfte auch hier als Blockeinschluss zu betrachten sein. Die Schichten fallen conform mit der Klippe nach Süden ein.

Auf der Höhe zwischen dem Littmanowa- und dem Ričkathale wurden im rothen Mergelschiefer mehrere dicke, faserschalige Muschel-Fragmente aufgefunden, die man wohl unbedenklich als Inoceramen betrachten kann.

Zum Schlusse möchte ich noch des Conglomerates von Littmanowa gedenken, welches durch das Vorkommen zahlreicher grosser Blöcke von Gesteinen der versteinerungsreichen Facies ausgezeichnet ist (Fig. 36). Nördlich vom Dorfe Littmanowa streichen knapp südlich von der Thaltheilung Hornsteinkalke durch, welche, Uebergänge in Czorsztyner- und Tithonkalk zeigen. Die nördlichste, vom Bache angeschnittene Klippe verbindet mit der Färbung des Hornsteinkalkes die knollige Structur des Czorsztyner Kalkes. Sie wird bedeckt von schwarzen Schiefern in geringer Mächtigkeit, welche unmittelbar in Sandsteine, graue Schiefer und sandige Schiefer mit einzelnen Einschlüssen übergehen. Daran schliesst sich ein vielfacher Wechsel von feinkörnigen und grobkörnigen Conglomeraten und Breccien mit sandigem Bindemittel, grauen, von Spathadern durchzogenen Sandsteinen und grobbankigen Sandsteinen, welche eine bedeutende Mächtigkeit erlangen und den ganzen Berg, der sich nördlich von der Bachabtheilung erhebt, zusammensetzen. Am Wege, auf der Ostseite des Berges, kann man die Zusammensetzung näher verfolgen und erhält ungefähr die nachstehende Aufeinanderfolge:

1. Feinkörniges Conglomerat.
2. Grobes Conglomerat mit sandigem Bindemittel.
3. Grauer Schiefer mit Kalkspathadern, einzelne kleine und grosse Blöcke einschliessend.
4. Sandstein und grobes Conglomerat.
5. Grauer Schiefer mit einzelnen Einschlüssen, übergehend in das gewöhnliche, mittelkörnige Conglomerat, welches im grobbankigen Sandstein der ganzen Klippenzone so häufig ist, mit Fragmenten von Hornsteinkalk, doch ohne Einschlüsse der Gesteine der versteinerungsreichen Facies.
6. Sandstein mit grossen, wenig gerundeten Blöcken von Czorsztyner Kalk, Diphyenkalk und weissem Crinoidenkalk. Das zwischenliegende Bindemittel ist bisweilen sehr reichlich, öfter aber so spärlich, dass die Geschiebe einander fast berühren.

7. Grobbankiger Sandstein und Conglomerat von der gewöhnlichen Beschaffenheit.

8. Schiefer mit Einschlüssen, die hauptsächlich aus Hornstein und Hornsteinkalk, nur in untergeordnetem Maasse aus Crinoidenkalk bestehen.

9. Sandstein.

10. Conglomerat von weissem Crinoidenkalk, rothem Knollen- und Diphyenkalk in mächtiger Entwicklung.

Die weiter nördlich gelegenen Theile der Sandstein- und Conglomeratmasse sind nicht deutlich aufgeschlossen, doch ist zu ersehen, dass sie ebenfalls aus einem ähnlichen Wechsel von verschiedenartigen Conglomeraten, grauen Schiefern und Sandsteinen bestehen, wie die beschriebene südlichere Partie, deren Mächtigkeit ungefähr 45 Meter betragen dürfte.

Die Einschlüsse sind meist nuss- bis faustgross, doch kommen auch solche von Kopfgrösse vor. Einzelne sind ziemlich gut gerundet, andere eckig oder nur kantengerundet. Die Masse der Czorsztyner Kalkblöcke ist so gross, dass manche Bänke dadurch roth gefärbt erscheinen.

Unumstössliche Beweise für das geologische Alter dieser höchst bemerkenswerthen Conglomeratbildung liegen leider bei dem völligen Mangel von Versteinerungen nicht vor. Die Verbindung zwischen den nur wenige Meter mächtigen schwarzen Schiefern, welche die Klippe unmittelbar umschliessen, ist eine so innige, dass beide, Conglomerate und schwarzer Schiefer, jedenfalls als gleichalterig zu nehmen sind.

Da es in der erdrückenden Mehrzahl der Fälle cretacische Schichten sind, welche die Klippen zunächst umgeben, wird man geneigt sein müssen, auch die beschriebene Bildung für cretacisch anzusehen.

Nördliche Grenzbildungen.

Die petrographische Zusammensetzung der nördlichen Grenzzone, welche sich zwischen die eigentliche Klippenzone und das Magurasandsteingebirge im Norden einschaltet, erfährt im Szczawnic-Jarembiner Abschnitte keine Veränderung. Sie besteht auch hier der Hauptsache nach aus hellgrauen Schiefern, schieferigen und grobbankigen Hieroglyphensandsteinen mit Spathadern und harten, ziemlich massigen Sandsteinen. Plattige graue, ziemlich mürbe Sandsteine, welche auf den Schichtflächen Kohlentheilchen und verkohlte Pflanzenstengel führen, treten im Bereiche dieser Zone etwas seltener auf und Conglomerate sind ebenfalls nicht häufig.

In Krościenko ist diese Zone ebenso breit, wie in der Czorsztyner Gegend. Der tiefe Einschnitt des Dunajec bedingt es, dass sich diese Schichten am Flussufer tief in das Gebiet des massigen Magurasandsteines hinein erstrecken, bis sie südlich von Klodne gänzlich unter nordwärts fallendem Magurasandstein verschwinden. In südöstlicher Richtung dagegen erfährt die Breite derselben eine namhafte und rasche Verschmälerung, welche namentlich zwischen Unter- und Ober-Szczawnica auffallend ist. Oestlich von Ober-Szczawnica wird diese Zone wieder etwas breiter, nimmt aber weiter östlich an Breite wieder so

sehr ab, dass sie namentlich bei Biała woda und Littmanowa nur eben noch kenntlich ist (Taf. IX, Prof. 6 und 8). In derselben Gegend rücken auch die Juraklippen bis knapp an den äussersten Nordrand der Klippenzone heran (Taf. X).

An der Grenze gegen den Magurasandstein fallen die Schichten der nördlichen Grenzzone meistens nach Norden ein und werden vom Magurasandstein regelmässig überlagert. Dies vermag man z. B. im Dunajecthale südlich von Klodne, in beiden Armen des Szczawny potok bei Szczawnica, im Sopotnicathale und im Sielski potok mit Sicherheit festzustellen. In den meisten Thälern und Gräben sind leider die Aufschlüsse so wenig zusammenhängend, dass sich kein bestimmtes Urtheil über die gegenseitige Lagerung gewinnen lässt. Nur an einer Stelle, im Skotnicabache in Miodzius, scheint ein entgegengesetztes Verhältniss zu herrschen, die Magurasandsteine fallen in der Grenzregion gegen Süden. Es ist jedoch zu bemerken, dass in dieser Gegend, die von einer mächtigen Trachytmasse durchzogen wird, ohne Zweifel tektonische Störungen vorhanden sind.

Die Grenze ist übrigens durchaus nicht scharf. Einestheils enthält der Schichtenverband der Grenzzone neben Schiefern auch massige Sandsteine, die an und für sich von den Magurasandsteinen nicht immer zu unterscheiden sind, anderntheils sind auch die Magurasandsteine nicht durchaus massig ausgebildet, sondern es treten mehr oder minder grosse Schieferpartien im Sandstein auf, so dass leicht eine Entwicklung eintreten kann, welche die Grenzziehung sehr erschwert. Es herrschen in dieser Beziehung im Szczawnic-Jarembiner Abschnitte genau dieselben Verhältnisse, wie zwischen Czorsztyn und Krościenko.

Innerhalb der Grenzzone ist die Lagerung der Schichten recht unregelmässig. Man trifft bald südliche, bald nördliche Fallrichtungen an und oft ist ein ziemlich rascher Wechsel zu erkennen, was jedenfalls auf das Vorhandensein untergeordneter Falten schliessen lässt. Besonders hervorgehoben zu werden verdient, dass die Schichten der Grenzzone von den cretacischen Schichten der Klippenhülle nicht abfallen, sondern entweder steil gestellt sind oder gegen dieselben, nach Süden einschiessen. Constante Fallrichtungen bieten namentlich die festeren Gesteine, die grobbankigen Sandsteine dar, während die mehr schieferigen Sandsteine nicht nur kleinere Falten bilden, sondern auch in derselben Weise, wie die cretacischen Schiefer der Klippenhülle, geknickt und zerknittert erscheinen. Damit verbinden sich auch Faltungen der Streichungslinie, die man namentlich im Dunajecbette, nördlich von Krościenko, ausgezeichnet beobachten kann. Man sieht hier den Schichtkopf einer $^3/_4$ Meter breiten Sandsteinbank, begleitet von Schiefer und dünnschichtigen, schiefrigen Sandsteinen, vier enge Horizontalfalten bilden, deren Schenkel die Länge von 12 Meter besitzen.

Die Durchschnitte im Bereiche der nördlichen Grenzzone bieten wenig Unterschiede dar. Im Allgemeinen erhält man stets dasselbe Bild. Ich glaube mich daher mit der Beschreibung eines Durchschnittes, des von Czarnawoda bei Jaworki, begnügen zu können.

Im Czarnawodathale verquert man zunächst die nördlichste Zone der cretacischen Klippenhülle, welche hier, wie schon bemerkt, aus

einer oftmaligen Wechsellagerung von grobbankigen Sandsteinen mit rothen und schwärzlichen Schiefern besteht. Der nördlichste Streifen von rothen Schiefern ist steil gestellt; es folgen darauf blaugraue Schiefer mit Kalksandsteinen, welche ebenfalls steil, doch gegen diese rothen Schiefer nach Südost einfallen. Mit den grauen Schiefern verbinden sich grobplattige, ziemlich mürbe Sandsteine mit dünnen Schieferzwischenmitteln und kleinen Kohlepartikeln auf den Schichtflächen, Sandsteine, welche den Nummuliten führenden Schichten von Palocsa, Ujak und Orló vollständig gleichen. Die bläulichen Thone nehmen gegen Norden überhand, verbinden sich mit Kalksandsteinen, welche zahlreiche secundäre Faltungen und Knickungen zeigen. Darauf folgen abermals regelmässig südlich fallende, plattige Schiefer mit Kalksandsteinen, von denen eine Bank 2 Meter mächtig ist, und unter diesen kommt eine Conglomeratbildung zum Vorschein. Die Grundmasse der letzteren besteht aus grauem, sandigem Mergel, welcher einzelne nuss- bis kopfgrosse Geschiebe enthält. In der Mitte befindet sich eine Linse von mittelkörnigem Conglomerat, welches mit den Conglomeraten der Klippenzone viel Aehnlichkeit aufweist. Das auffallendste Gestein dieser Ablagerung ist ein röthlicher Porphyr und ein grüner Porphyrit, welche mit den entsprechenden Gesteinen von Stare Bystre und Maruszyna und denen des Upohlawer Conglomerates des Waagthales vollständig übereinstimmen. Kleine Lamna-Zähne waren die einzige Fossilausbeute, welche dieses Conglomerat geliefert hat, Nummuliten suchte ich hier vergebens.

Weiter oben sind die Aufschlüsse sehr lückenhaft. Man sieht noch an einer Stelle dieselben oder ähnliche Schiefer mit nördlichem Einfallen, dann folgen noch höher oben Magurasandsteine. Die Ueberlagerung ist hier nicht aufgeschlossen. Dasselbe Conglomerat wie in Czarnawoda wurde auch in den Bachrissen zwischen Krościenko und der Dunajecbrücke aufgefunden.

In der Gegend zwischen Krościenko und Bad Szczawnica wird die Grenzzone von mehreren Trachytgängen durchbrochen, welche noch weiter unten zu besprechen sein werden.

Südliche Grenzbildungen.

Die Alttertiärablagerungen südlich vom Szczawnic-Jarembiner Abschnitte zeigen in jeder Hinsicht die vollste Uebereinstimmung mit denen des Czorsztyner Abschnittes. Sie bestehen auch hier aus schwarzen oder dunkelchocoladebraunen, dünnplattigen, glänzenden Schiefern, welche mit bankigen, ziemlich mürben Sandsteinen und Conglomeraten wechseln. Harte feste Sandsteine, welche in prismatische Stücke zerfallen, kommen seltener vor. Die Aufeinanderfolge der Schichten ist so gleichförmig, dass trotz der bedeutenden Mächtigkeit dieser Abtheilung eine Untergliederung nicht möglich ist. Es scheint, dass in den oberen Partien grobbankige Magurasandsteine vorwiegen, die dunklen Schiefer dagegen zurücktreten. Allein dies gilt nur ganz im Allgemeinen und eine Scheidung anzubringen stellt sich als ganz unthunlich heraus. Conglomerate mit Nummuliten finden sich in mehreren Horizonten über einander.

Die Lagerung ist auch in dieser Gegend sehr einfach. An der Grenze gegen die Klippenhülle sind die alttertiären Schichten steil gestellt oder ein wenig geknickt, ja sie können selbst 3—4 Meter weit gegen die Klippenzone einfallen. In geringer Entfernung fallen die Alttertiärschichten regelmässig von der Klippenzone ab, und liegen um so flacher, je weiter man sich von der Klippenzone gegen Süden entfernt.

Im Vorhergehenden wurde die Südgrenze der Klippenzone bis Sub-Lechnitz verfolgt. Sie liegt daselbst gerade am Ausgange des Lechnitzer Thales und streicht über einen kleinen Sattel in ostsüdöstlicher Richtung nach Szmerdsonka, wo sie südlich von der Badeanstalt das Lipnikthal erreicht. Von hier bis gegen Lipnik sind die Verhältnisse für die Beobachtung der Grenzregion ungünstig, da dieselbe grösstentheils in dem ziemlich breiten Thalboden des Lipnikbaches gelegen ist, wo sich die Aufschlüsse auf einzelne Theile der Flussufer beschränken. Bis nach Gross-Lipnik fällt die linke Thalseite gänzlich dem Alttertiär zu, mit Ausnahme eines schmalen Streifens am Ausgange des Reichwalder Thales. Man sieht hier auf der linken Seite bläuliche und grünliche gelblich verwitternde Kalkschiefer, welche an einer Stelle wohl in Folge einer untergeordneten Faltung, vielleicht auch nur Rutschung, gegen Norden einfallen. Die Berührungsfläche selbst ist nicht aufgeschlossen, einige Meter weiter südlich erscheinen die braunen und schwärzlichen, glänzenden plattigen Schiefer des Alttertiärs, welche sehr spärliche Sandsteinbänke enthalten. Sie neigen sich anfangs gegen Süden, stehen einige Schritte weiter senkrecht, nehmen wieder etwas weiter eine nördliche Fallrichtung an, um unmittelbar wieder zur steil südlichen Neigung überzugehen. Von da an bleibt das Einfallen gleichmässig nach Süden gerichtet.

Auf der rechten Seite des Lipnikthales scheinen beim Ausgange des von der Aksamitka herabkommenden, und beim Ostende der Triasdolomitmasse von Haligocs vorbeiziehenden Grabens unter oberflächlichem Schutt ebenfalls Alttertiärschiefer anzustehen. Mit Ausnahme dieser Stelle gehört der rechtsseitige Rand des Lipnikthales der Klippenhülle an.

In Gross-Lipnik geht die Südgrenze durch den westlichen Theil des Dorfes auf die rechte Thalseite über, um von da bis auf die Wasserscheide bei Folwark nahe dem Thalrand und ungefähr parallel mit demselben gegen Ostsüdost zu ziehen. In Lipnik sind an den Bachufern mächtige Blockanhäufungen in schwarzem Schiefer und Conglomerate entwickelt, welche einzelne Nummuliten enthalten. In der Gegend zwischen Haligocs und Lipnik liegen die Trias-Lias-Klippe und die eocänen Kalke und Conglomerate der Aksamitka und Tokarnia so nahe an der Südgrenze der Klippenzone, dass hier nur für ein sehr schmales Band cretacischer Schiefer Platz bleibt, welche die genannten Bildungen vom Alttertiärgebiet südlich der Klippenzone trennen. Selbst dieses schmale Band scheint an einer Stelle südlich von der Haligocser Klippe noch eine kleine eingefaltete Partie von Alttertiärschiefer zu führen, welche am Flussufer leider nicht genügend deutlich aufgeschlossen ist.

In Nagy-Lipnik ist die Contactregion im Czerweny potok aufgeschlossen. An der Mündung des Baches liegen schwarze, wellig ge-

faltete Schiefer, welche ziemlich flach gegen Süden abfallen. Einige Meter vor der Grenze nehmen die Schichten eine immer steilere Stellung an. Am Contact sind sie sehr steil gestellt, haben aber immer eine eben noch erkennbare Neigung gegen Süden. Nahe der Grenze schliessen die schwarzen Schiefer mehrere, über 1 Meter mächtige Bänke von kieseligem, glitzerndem Sandstein ein. Die cretacischen Schichten, welche aus denselben grünlichen, bläulichen und gelblichen Kalkschiefern bestehen, wie sie bei Haligocs und im Dunajecdurchbruch vorkommen, stehen am Contact parallel den Alttertiärschiefern, und legen sich erst in etwas grösserer Entfernung etwas flacher. Bei der Mündung des ersten Seitenbaches kommen rothe Schiefer, noch weiter nördlich Sandsteineinlagerungen hinzu.

Etwas complicirter stellt sich der geologische Bau an der Südgrenze in Folwark dar. Hier zeigen die von den Hornsteinkalkklippen südlich von den Vysoki skalki herabkommenden kleinen Bachrisse, dass die alttertiären Schiefer und Nummuliten führenden Conglomerate in der Nähe des Contactes mehrere kleinere Faltungen und Knickungen bilden. In einiger Entfernung, noch bevor das Hauptthal erreicht ist, stellen sich jedoch wieder regelmässige Lagerungsverhältnisse ein. Oestlich von Folwark schwenkt die Südgrenze, dem Gesammtstreichen entsprechend, etwas mehr gegen Südost und folgt auch hier einer sehr regelmässigen Linie, welche nur in der Gegend des Ričkabaches eine schwache Ausbauchung gegen Süden erkennen lässt. Im östlichsten Theile des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes ist das Grenzgebiet im Laubnik- (Lipnik-) Thale am linken Ufer ziemlich gut aufgeschlossen. Die rothen, bläulichen und grauen cretacischen Hüllschiefer fallen ziemlich steil südlich ein, die dunklen Alttertiärschiefer dagegen schiessen nahe der Contactfläche, die leider durch gerutschtes Gebirge verdeckt ist, gegen die Klippenzone steil nördlich ein, um aber in geringer Entfernung das regelmässige südliche Fallen aufzunehmen. Den schwarzen Schiefern sind hier schon einzelne Schichten von grauem Schiefer beigesellt, welcher weiter östlich zu ausschliesslicher Entwicklung gelangt.

Durchbruchsgesteine.

Im Szczawnic-Jarembiner Abschnitte waren trachytische Durchbruchsgesteine bisher nur aus der Gegend von Szczawnica wysznia und Szlachtowa bekannt. In Wirklichkeit kommt aber eine Anzahl kleinerer Trachytgänge auch weiter westlich im Gebiete zwischen Kroscienko und Szczawnica vor. Wie in der letztgenannten Localität, erscheinen auch in Kroscienko mehrere Sauerquellen in Begleitung dieser Trachytvorkommnisse, deren westlichstes im Bache Za kiovem zu beobachten ist.

In diesem Bache, welcher in Kroscienko in den Dunajec mündet, tritt im Bereiche der blaugrauen Schiefer und hieroglyphenreichen Kalksandsteine, ungefähr 340 Meter vom Thalausgange eine 30 Meter breite, plattig abgesonderte Gangmasse eines vollständig zersetzten Trachytes auf, welche dunkelgefärbte, etwas veränderte Einschlüsse des Nebengesteines führt. Ein zweites Vorkommen befindet sich weiter oben, nahe der Grenze gegen den Magurasandstein.

Im nächsten Graben, welcher den Namen Kozlowski oder Koznowski führt, ist ebenfalls ein Intrusivgang aufgeschlossen, welcher aus kugelförmig verwitterndem Trachyt besteht und von einer Contactzone von rothgebranntem Sandstein in 1 Meter Breite begleitet wird. Weiter südöstlich sind im nächstfolgenden Graben, welcher in der Gegend Na Piasku in den Dunajec mündet, drei Trachytmassen angeschnitten. Die erste zeigt eine Breite von ungefähr 50 Meter und ist von zahlreichen steilstehenden, theils parallelen, theils sich kreuzenden Absonderungsflächen durchsetzt. Die benachbarten grauen Schiefer und schieferigen Kalksandsteine, welche nur auf der Südseite der Intrusivmasse ohne deutliche Schichtung aufgeschlossen sind, zeigen keine wesentlichen Veränderungen; dagegen enthält der Trachyt mehrere, unregelmässig begrenzte Fetzen von verändertem Nebengestein, bestehend aus Sandstein und aus hartem, klingendem Schiefer, welcher verwittert geblich, auf frischem Bruche dunkelbläulich oder grünlich gefärbt ist. Die beiden weiter nördlich folgenden Trachytgänge desselben Grabens sind weniger deutlich aufgeschlossen und haben eine viel geringere Mächtigkeit.

Das nächstfolgende Trachytvorkommen befindet sich im Graben Skotnica, welcher zwischen Miodzius und Szczawnica niżnia in das Ruskathal mündet. Auch hier ist der Trachyt stark verwittert und setzt bereits im Magurasandstein auf, welcher auf der Nordseite des Intrusivganges eine kleine Antiklinale bildet. Auf der Ostseite des Skotnica potok verschwindet der Trachytgang, auf der Westseite ist er bis zur Höhe des Bergrückens zu verfolgen, welcher den Skotnica potok von dem vorher erwähnten Graben scheidet. Er besitzt also oberflächlich eine Länge von ungefähr 360 Meter. Sämmtliche bisher beschriebenen Gänge haben, soweit man dies mit Sicherheit erkennen kann, ein von Nordwest gegen Südost gerichtetes Streichen, das nächstfolgende, altbekannte Vorkommen vom Berge Bryjarka (bei Zeuschner Swiątkówka) streicht von Westsüdwest nach Ostnordost (Taf. IX, Prof. 6). Der Trachytgang zeigt auf der Spitze der Bryjarka und dem gegen das Thal herabziehenden, scharfen Grate seine grösste Breite mit ungefähr 300 Meter. Mit voller Bestimmtheit lässt sich die Breite nicht feststellen, da das Gelände weithin mit Trachytstücken überschüttet ist. Gegen Nordost spitzt sich der Trachyt rasch aus und es scheint, dass die kleine Trachytmasse, die sich im nördlichen Theile des westlichen Armes des Szczawny potok befindet, den äussersten Ausläufer der Gangmasse der Bryjarka bildet. Gegen Südwest endet der Bryjarkatrachyt in dem kleinen Wasserriss von Miodzius. In ihrer mittleren, breiten Partie dürfte die Trachytmasse einen Keil von schieferigem Sandstein umschliessen, wenigstens deuten Gesteinsfragmente darauf hin. Die Gangmasse der Bryjarka kommt längs einer Gesteinsgrenze zu Tage, nördlich davon liegen Magurasandsteine, die namentlich auf der Höhe der Bryjarka mit nördlichem Einfallen und im Miodzius-Graben aufgeschlossen sind, auf der Südseite ziehen die Schiefer- und Kalksandsteine der nördlichen Grenzzone durch. Der Bryjarkatrachyt ist wenig zersetzt und zeigt stellenweise, wie namentlich auf dem Gipfel, eine undeutlich plattige Absonderung und Klüftung. Eine zweite, vollständig zersetzte Gangmasse befindet sich am Südfusse der

Bryjarka, auf dem Promenadewege, der von Miodzius zur oberen Anstalt führt. [1])

In dem, die obere Badeanstalt durchziehenden Szczawny potok sind gegen Nordnordwest einfallende Kalksandsteine und Schiefer aufgeschlossen, die noch an der Stelle zu erkennen sind, wo sich der Bach in einen östlichen und westlichen Arm theilt (Zdziarski und Szczawny potok bei Zeuschner). Unweit nördlich von der Theilung tritt im östlichen Arme brauner, stark zersetzter Trachyt auf, welcher $^1/_4$ bis $^1/_2$ Meter breite Fetzen von dunkelbläulichem oder schwarzem Thon und Sandstein einschliesst. Eine 2 bis 3 Meter breite Partie von hellem, hartem Sandstein, die hier im Trachyt auftritt, dürfte wohl ebenfalls nur als Einschluss zu betrachten sein. Weiter nördlich erscheinen bräunliche, feinkörnige Sandsteine, die noch den schieferigen Schichten der Grenzzone angehören. Im westlichen Arme des Szczawny potok erscheinen zwei Intrusivmassen, von denen eine mit der Bryjarkamasse, die andere mit dem Trachytgange des östlichen Szczawnyarmes zusammenhängt.

Oestlich von Szczawnica sind schon seit Zeuschner's Untersuchungen (1835) drei Trachytvorkommnisse bekannt, die neuerlich wieder von A. v. Alth genauer untersucht wurden, und zwar in Malinowa auf der Nordseite der Jarmuta, im Palkowski potok auf der Ostseite der Jarmuta und im Krupianabache.

In Malinowa tritt ein auffallend helles, dichtes oder feinkörniges Trachytgestein auf, welches Einschlüsse von veränderten Schiefern führt. Es durchsetzt massigen und schieferigen Sandstein und scheint eine schmale Zone von röthlichen Schiefern, die von der Westseite der Jarmuta gegen Malinowa streichen, zu durchschneiden. Das Vorkommen im Bache Palkowski liegt an der Grenze des massigen Sandsteins gegen Schiefer und schieferige Sandsteine. Der Trachyt ist hier in sphäroidischen Massen abgesondert und auf der Südseite von einer breiten Contactzone begleitet. Schiefer und Sandstein erscheinen schwarz gefärbt und von schmutzig grünlichen, gestreiften Jaspisen oder Hornsteinen durchzogen. Zeuschner erwähnt bereits diese eigenthümlichen Contactgesteine (Neues Jahrb. 1835, pag. 646), und beschreibt auch die nicht seltenen Zwischenglieder zwischen solchen Stücken, die sich als dichte, opake Hornsteinmasse darstellen und kieseligen Sandsteinen.[2]) Vom Palkowski potok zieht der Trachyt und auch dessen einseitige Contactzone eine Strecke weit gegen die Jarmuta.

Aehnliche Gesteine, wie sie im Palkowski potok am Contact vorkommen, setzen in grosser Mächtigkeit die östlichste Jarmutaspitze zusammen. Nach Zeuschner bricht daselbst auch Trachyt auf. Obwohl es weder A. v. Alth, noch mir gelungen ist, dieses Vorkommen wieder-

[1]) Nach einer von A. v. Alth bestätigten Angabe Zeuschner's tritt am Ufer des Ruskabaches, an der Stelle, wo das warme Bad von Miodzius steht, ebenfalls ein Trachytgang zu Tage. Die Stelle ist gegenwärtig, wie ebenfalls A. v. Alth bestätigt (l. c. pag. 62), nicht aufgeschlossen, fällt aber genau in die Streichungsfortsetzung des Trachytganges am Promenadewege, so dass man wohl annehmen darf, dass beide Vorkommnisse demselben Gange angehören.

[2]) Nach den Mittheilungen der Bevölkerung und den Angaben Zeuschner's wurde hier ehemals Bergbau versucht, es ist jedoch nicht bekannt, worauf derselbe betrieben wurde. Vielleicht hat man sich durch den Glimmer, der in manchen Lagen in so grosser Menge angehäuft ist, täuschen lassen.

zufinden, scheint mir ein Zweifel an der Existenz desselben nach dem Vorhandensein so mächtiger Contactbildungen nicht statthaft und es wurde daher an der betreffenden Stelle der Karte Trachyt eingetragen.

Das östlichste Vorkommen, im Bache Krupiana bei Jaworki, liegt ebenfalls im Bereiche des massigen Sandsteins. Der Trachyt erstreckt sich aus dem Bache in westlicher Richtung zu dem benachbarten Gipfel, der auf der Karte (1 : 25.000) mit der Höhenmarke von 708 Meter versehen ist.

In petrographischer Beziehung erweisen sich sämmtliche bisher bekannte Trachytvorkommnisse als identisch und nach H. v. Foullon zur Gruppe der Andesite gehörig (vergl. den stratigraphischen Theil). Unterschiede bestehen nur in Bezug auf die Grösse der ausgeschiedenen Bestandtheile.

4. Der Lublauer Abschnitt.

Das Dorf Jarembina steht auf einer klippenfreien Fläche, welche in der Richtung gegen Südost eine grosse Ausdehnung annimmt und bis zum Strassenzuge Lublau-Piwniczna reicht. Ebenso ist nordöstlich von Jarembina ein klippenfreies, quer zur Längserstreckung der Klippenzone gerichtetes Band im Osten der Jarembiner Klippengruppe zu bemerken, welches trotz seiner Schmalheit auffallend genug hervortritt. Man kann diesen Umstand in geeigneter Weise zur topischen Unterscheidung eines neuen Abschnittes der Klippenzone verwenden, ein Vorgehen, das um so mehr gerechtfertigt erscheint, als die Klippenzone von da an gewisse Veränderungen aufweist.

Die östliche Begrenzung des Lublauer Abschnittes ist durch die Eocändecke von Palocsa-Ujak gegeben, welche in dieser Gegend die cretacischen und jurassischen Gesteine der Klippenzone vollständig verhüllt.

Im Lublauer Abschnitte nimmt die Klippenzone an Breite allmälig ab und wir können daselbst nur ein Hauptband von Klippen, die theils in Reihen, theils in Gruppen angeordnet sind, unterscheiden. Ohne streng geschieden zu sein, liegen die Klippen der Hornsteinkalkfacies auch in diesem Gebiete vorwiegend südlich von denen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise. Die geringere Entwicklung des klippenbildenden Materials macht es überflüssig, die Klippen der beiden Facies gesondert zu beschreiben.

Jura-Neocomklippen.

Am Hluboki potok, östlich von der Jarembiner Gruppe, beginnt eine schmale, fast ostwestlich streichende Klippenreihe, welche in der zuckerhutförmig gestalteten, weit in's Land hinausblickenden Klippe des Homolovačko (an der Strasse von Lublau nach Pivniczna) ihren Culminationspunkt erreicht und von da unter Bildung eines scharfen Winkels bei gleichzeitiger Abnahme der Klippenzahl anfangs gegen Süden und dann gegen Südosten zieht (Fig. 44—46, Taf. IX, Prof. 9). Die Reihe beginnt östlich vom Bache mit einer langgestreckten Klippe von rothem Knollenkalk. Dazu gesellen sich mehrere andere, quer über

den Bach ziehende Klippen, die theils aus Crinoidenkalk, theils aus rothem Knollenkalk bestehen und, soweit man es erkennen kann, südwärts einfallen, ohne etwas Bemerkenswerthes darzubieten. Am Wege östlich vom Bache liegen zwei schmale Streifen von Czorsztyner Kalk und einige kleinere Klippen von weissem Crinoidenkalk. Die nun östlich folgenden, langgestreckten, niedrigen Klippen zeigen dagegen interessante Verhältnisse. Die erste (Fig. 44 *a*) ist aus zwei durch einen Querbruch getrennten schmalen Schollen zusammengesetzt, von denen die grössere, westliche aus einem langen Streifen von steil nördlich ein-

Fig. 44.

Kartenskizze des Klippenstriches des Homolovačko bei Lublau. Maassstab 1 : 15.350.

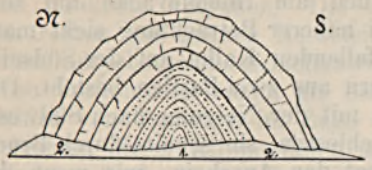
Die punktirten Flächen bedeuten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Malm und Tithon, die diagonalschraffirten Hornsteinkalk, die weissen mit Ausnahme der massigen Sandsteine Hüllschiefer.

fallendem, rothem Ammonitenkalk besteht, unter welchen am Westende der Klippe eine kleine Partie von Crinoidenkalk einfällt. Die kleinere östliche Scholle zeigt dieselbe Zusammensetzung aus Crinoidenkalk, Czorsztyner Kalk und Tithon, doch fallen die Schichten nach Süden, oder genauer gesagt Südsüdosten ein.

Die nur wenige Schritte entfernte zweite Klippe (Fig. 44 *b*, 45) zeigt am Westende einen Kern von weissem Crinoidenkalk, welcher von einem vollständigen Gewölbe von rothem Knollenkalk überdacht wird. So einfach dieses Lagerungsverhältniss auch ist, glaube ich es doch durch eine Zeichnung illustriren zu sollen, da dies die einzige

volle Falte ist, welche im Bereiche der Klippen der versteinerungsreichen Facies im ganzen pieninischen Bogen beobachtet werden konnte.[1]) Das Auftreten derselben ist um so merkwürdiger, als sich

Fig. 45.



Klippe westlich vom Homolovačko.
(Klippe *b* der Kartenskizze.)

1. Doggercrinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk.

knapp daneben die Klippe *a* befindet, die durch einen Querbruch in zwei Schollen zerfällt und Lagerungsverhältnisse aufweist, die durch die Annahme von Brüchen leicht erklärt werden können.

Südlich von der letztbeschriebenen Klippe *b* liegen mehrere kleinere Vorkommnisse von weissem Crinoidenkalk und in östlicher Richtung folgt der hochkegelförmige Homolovačko (Fig. 44 *c*, 46, Taf. X, Prof. 9). Neumayr giebt von dieser Klippe (l. c. pag. 481) die nachstehende Schichtfolge an:

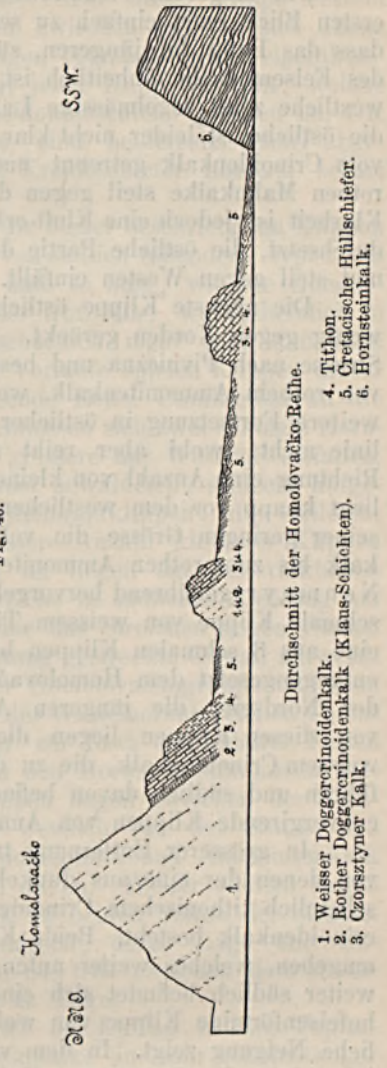
a) Massiger weisser Crinoidenkalk, sehr mächtig, die Hauptmasse des Riffes ausmachend.

b) Rother, gut geschichteter Crinoidenkalk mit *Stephanoceras Deslongchampsi d'Orb.*, *Phylloceras sp.* und *Terebratula curviconcha Opp.*

c) Rothbrauner Knollenkalk mit *Phylloc. sp.* und *Aspidoceras acanthicum Opp.*

d) Rosenfarbige Kalke mit *Phylloceras silesiacum Opp.*, *ptychoicum Qu.*, *Lytoc. quadrisulcatum Orb.*, *Perisphinctes Richteri Opp.*, *Aptychus Beyrichi Opp.*, *Terebr. diphya Col.*, *T. Bouéi Zeusch.*, *Phyllocrimus sp.*

Fig. 46.



Durchschnitt der Homolovačko-Reihe.

Zu dieser Schichtfolge ist zu bemerken, dass die Mächtigkeit des rothen Crinoidenkalkes nur etwa 3 Meter beträgt und auch die

[1]) Die domförmige Ueberwölbung des weissen Crinoidenkalkes durch den rothen Knollenkalk ist an dieser Klippe schon von Stache und Neumayr beobachtet worden. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1868, pag. 261.

jüngeren Schichtglieder so wenig mächtig sind, dass sie im Verhältniss zum weissen Crinoidenkalk nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die Czorsztyner Knollenkalke und das Tithon sind hier auffallend dünngeschichtet, fast schieferig.

Die Lagerungsverhältnisse scheinen am Homolovačko auf den ersten Blick recht einfach zu sein. Bei näherer Betrachtung sieht man, dass das Band der jüngeren, südlich fallenden Kalke auf der Südseite des Felsens nicht einheitlich ist, sondern aus zwei Partien besteht. Die westliche zeigt regelmässige Lagerung mit der Neigung nach Südwest, die östliche ist leider nicht klar aufgeschlossen, sie scheint durch Bruch vom Crinoidenkalk getrennt und es hat den Anschein, wie wenn die rothen Malmkalke steil gegen den Crinoidenkalk einfielen. Mit vollster Klarheit ist jedoch eine Kluft erkennbar, welche die Crinoidenkalkmasse durchsetzt, die östliche Partie der Malmkalke von der westlichen trennt und steil gegen Westen einfällt.

Die nächste Klippe östlich vom Homolovačko (Fig. 44 *d*) ist ein wenig gegen Norden gerückt. Sie liegt jenseits der vorbeiziehenden Strasse nach Pivniczna und besteht aus einem nördlich fallenden Band von rothem Ammonitenkalk, welches auf Crinoidenkalk aufliegt. Eine weitere Fortsetzung in östlicher Richtung hat die beschriebene Klippenlinie nicht, wohl aber reiht sich an den Homolovačko in südlicher Richtung eine Anzahl von kleineren Klippen an. Ein ganz kleiner Felsen liegt knapp vor dem westlichen Theile des Homolovačko, welcher trotz seiner geringen Grösse die volle Schichtfolge vom weissen Crinoidenkalk bis zum rothen Ammonitenkalk erkennen lässt, was schon von Neumayr gebührend hervorgehoben wurde. Südöstlich davon tritt eine schmale Klippe von weissem Tithonkalk auf, an welche sich östlich eine aus 3 schmalen Klippen bestehende Reihe anschliesst, bei welcher entgegengesetzt dem Homolovačko auf der Südseite Crinoidenkalk, auf der Nordseite die jüngeren Ammonitenkalke hervortreten. Westlich von diesen Klippen liegen die bereits erwähnten Vorkommnisse von weissem Crinoidenkalk, die zu der das Gewölbe bildenden Klippe überführen und südlich davon befinden sich zwei schmale, gegen einander convergirende Klippen von Ammonitenkalk und Tithon.

In grösserer Entfernung treten südwärts zwei kleine Felsen auf, von denen der eine aus dunkelrothem, kleinspäthigem, höchst wahrscheinlich tithonischem Crinoidenkalk, der andere aus weissem Doggercrinoidenkalk besteht. Beide Klippen werden von einem Conglomerate umgeben, welches weiter unten noch zur Sprache kommen wird. Noch weiter südlich befindet sich eine Klippe aus Czorsztyner Kalk und eine hufeisenförmige Klippe von weissem Crinoidenkalk, welche eine nördliche Neigung zeigt. In dem vom Homolovačko herabziehenden Bache ist neben der Czorsztyner Kalkklippe eine Masse von weissem und röthlichem, schieferigem Kalk angeschnitten, welche eine Mittelstellung zwischen der Facies des gewöhnlichen Hornsteinkalks und der des Ammoniten- und Diphyenkalkes einnimmt (Fig. 50 *a*). Von Norden her begegnet man hier zuerst weisse, dünn geschichtete Kalke mit wenig Hornsteinlinsen, sodann folgt ein heller Knollenkalk, der in schieferigen Kalk übergeht. Die einzelnen Knollen sind hell, fast weiss gefärbt, haben die Structur der Knollen des Czorsztyner Kalkes und enthalten

zahlreiche, doch bis zur völligen Unkenntlichkeit entstellte Ammoniten, unter denen man Phylloceren, Lytoceren, Cycloten, Oppelien und Planulaten unterscheiden kann. Die Schiefer, welche diese Knollen umziehen, sind dagegen roth oder grünlich gefärbt und führen grosse gestreifte und punktirte Aptychen. Die südlichste Partie dieser Klippe besteht aus rothen und grünen Hornsteinbänken, zwischen welchen sich dünne rothe, aptychenreiche Schieferzwischenlagen befinden. Dieses eigenthümliche Vorkommen stimmt am besten mit jener Klippe überein, welche südlich von Czorsztyn im Zuge der Posidonienschiefer gelegen ist. Die Schichten dieser Klippe fallen südwärts, sind beiderseits scharf abgeschnitten und gegen die umhüllenden Kreideschiefer äusserst scharf abgegrenzt.

In den rechten Winkel, der durch die bisher beschriebenen Klippen gebildet wird, schiebt sich eine Klippe von südlich fallendem, typischem Hornsteinkalk ein, welche mindestens halb so lang, wie die Homolovačkoreihe und auffallend breit ist, aber trotzdem, wahrscheinlich in Folge des flachen Schichtfallens landschaftlich nicht sehr auffallend hervortritt (Fig. 44). Auch im weiteren Verlaufe spielen Klippen dieser Facies bis gegen Lublau eine hervorragende Rolle. Unmittelbar an die beschriebene kleine Klippe im Bache schliessen sich zwei schmale Hornsteinkalkklippen an und an diese eine grössere mit Westsüdwestfallen. Nun folgen jenseits der Strasse in einem bewaldeten, schlecht aufgeschlossenen Gebiete zwei grosse Hornsteinkalkklippen, die vielleicht bei strenger Untersuchung in eine grössere Anzahl kleinerer Klippen zu zerlegen sein werden. Südlich von da liegen am Pasternikbache noch mehrere Hornsteinkalkklippen, welche in südlicher Richtung auf einander folgen, wobei aber jede einzelne das Streichen gegen Südost und dementsprechend eine in dieser Richtung gestreckte Gestalt aufweist.

In der ganzen Partie zwischen der Homolovačkogruppe und dem Pasternikbache bei Lublau sind Klippen der versteinerungsreichen Facies nur spärlich, in Form kleiner, oft nur zur Noth erkennbarer Felsen entwickelt, welche da und dort neben den Hornsteinkalkmassen auftreten. Zwei kleine Czorsztyner Kalkklippen liegen zwischen der Hornsteinkalkmasse östlich und derjenigen westlich von der Strasse und eine kleine, aus südlich fallendem Crinoidenkalk und Ammonitenkalk bestehende Klippe befindet sich östlich davon. Weiter südlich liegen zwei winzige Felsen von Ammonitenkalk zu beiden Seiten der Strasse. Eine Anzahl von derartigen Vorkommnissen, deren Lage und Zusammensetzung aus der Karte ersichtlich ist, tritt zwischen dem Meierhofe Sarnecky und dem Pasternikbache zu Tage.

Von dem letztgenannten Bache, der bei Lublau in den Poprad mündet, streicht die Zone der Hornsteinkalke in sehr regelmässiger Weise gegen Südost und besteht aus ansehnlichen, zumeist südlich fallenden Massen, an deren Zusammensetzung nicht nur die eigentlichen Hornsteinkalke, sondern auch die Posidonienschiefer betheiligt sind. Dr. v. Tausch konnte auf der Nordseite der Schlossklippe von Lublau Schiefer mit unbestimmbaren Ammonitenbruchstücken auffinden, welche in petrographischer Beziehung mit den Posidonienschiefern vollständig übereinstimmen und dieselben Schichten fand der genannte Forscher in der Gegend Spitzenhübel bei Hobgart und nördlich von Sadek. Der

Fossilreichthum scheint hier, nach den durch Dr. v. Tausch gesammelten Stücken zu urtheilen, sogar ein grösserer zu sein, wie in anderen Gebieten. Die Trennung dieser Schichten vom gewöhnlichen Hornsteinkalk ist auch in dieser Gegend schwierig.

Nördlich von dieser Hornsteinkalkzone liegt die Hauptreihe der Klippen der versteinerungsreichen Facies, welche, am Pasternikbache beginnend, anfangs als Doppelreihe mit südöstlichem Streichen an den östlichen Seitenarm des Pasternik herantreten, um von da gegen Nordosten zu schwenken. Die Klippen bestehen theils nur aus rothem Ammonitenkalk, theils aus Ammoniten- und Crinoidenkalk und zeigen fast ausnahmslos südliche Fallrichtungen. Dadurch, dass diese Klippen vom östlichen Seitenarm des Pasternik gegen Nordosten streichen, wird ein auffallender Bogen gebildet und eine breite Fläche zwischen dem Zuge der versteinerungsreichen Facies und dem der Hornsteinkalke gewonnen, welche am Maslonkabache bei Schloss Lublau durch eine grosse Anzahl schwer zugänglicher, wie es scheint ziemlich regellos vertheilter Klippen occupirt wird.

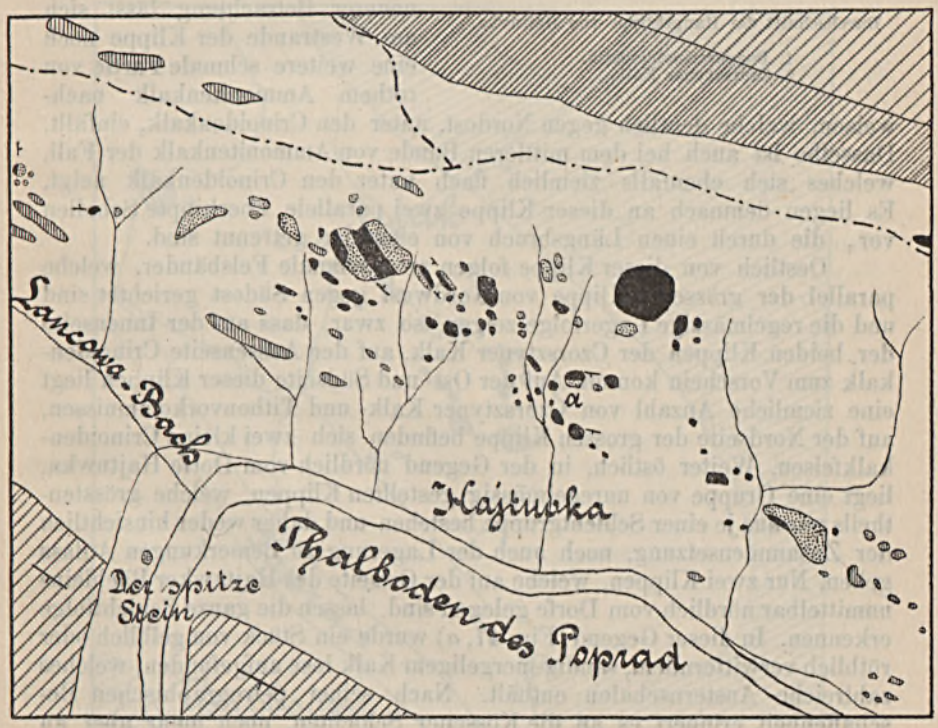
Oestlich vom Maslonkabache wird die Entwicklung d' Klippen der versteinerungsreichen Facies wieder bedeutend eingeengt, gewinnt aber an Massenerhebung, welche in der Lissa Hura ihren Höhepunkt erreicht. Diese plumpe Felsmasse besteht grösstentheils aus weissem Crinoidenkalk, an den sich untergeordnete Partien der jüngeren Kalke, namentlich auf der Südseite, anlegen, und wetteifert an Grösse mit den bedeutendsten Vorkommnissen der ganzen pieninischen Zone.

Oestlich von der Lissa Hura gelangt man wiederum in ein reiches Zersplitterungsgebiet. Auffallender Weise streichen die Klippen von der Lissa Hura zunächst gegen Norden, gegen den Meierhof Marmon, um von da wieder gegen Spitzenhübel bei Hobgart, in der Richtung nach Süd und Südsüdost umzukehren. Es entsteht dadurch eine grosse Klippengruppe, welche der Gruppe am Maslonkabache ähnlich gestaltet ist, aber durch bedeutendere Grösse und grösseren Klippenreichthum hervorragt. Sowohl die Klippengruppen am Maslonkabache und beim Marmon, wie auch die Lissa Hura wurden speciell von Herrn Dr. v. Tausch (1885) aufgenommen und ich muss mich daher hinsichtlich dieses eigenthümlichen, leider nur sehr schwer zugänglichen Theiles der Klippenzone auf die obenstehenden Bemerkungen beschränken.

Bei Hobgart liegen einige Klippen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise südlich von der mächtigen Reihe der Hornsteinkalkfacies, und zwar zwei Klippen von weissem Crinoidenkalk auf der Westseite des Hobgarter Thales, in der halben Entfernung von Sadek, und ein Felsen auf der Ostseite des Thales, welcher aus rothem Crinoidenkalk und Ammonitenkalk besteht. Der letztere ist hier verhältnissmässig reich an Versteinerungen und würde bei länger fortgesetzter Ausbeutung eine schöne Fauna ergeben können. Die Schichten fallen hier ausnahmsweise ostwärts. In die Reihe dieser Klippen gehört auch eine phantastische Felsnadel, welche sich südöstlich von den erwähnten Klippen am Ufer der Popper erhebt und den Namen „der spitze Stein“ führt. Sie besteht aus Crinoidenkalk und liegt nahe der Südgrenze der Klippenzone (Fig. 47).

Oestlich von Hobgart und Marmon nehmen die Klippen der versteinerungsreichen Facies bis an das Ostende des Abschnittes wieder den Charakter einer ausgesprochenen Reihe an, wenn sie auch namentlich bei Hajtuwka nicht sämmtlich streng linear angeordnet sind. Im oberen Lancowa jarek zwischen Hobgart und Hajtuwka ist eine ziemlich grosse Klippe durch überkippte Lagerung ausgezeichnet. Sie besteht aus rothem Ammonitenkalk, der mit östlich geneigten Schichten unter Doggercrinoidenkalk einfällt. Um diese Klippe herum stehen auf der

Fig. 47.



Kartenskizze der Klippen von Hajtuvka bei Lublau. Maassstab 1 : 25.000.

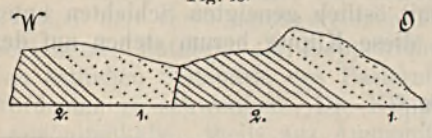
Die punktirten Flächen bedeuten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Csorsztyner Kalk und Tithon, die verticalschraffirten Hornsteinkalk, die weissen mit Ausnahme des Thalalluviums Hüllschiefer, die diagonalschraffirten Magurasandstein im Norden der Klippenzone, Schiefer und plattige Sandsteine im Süden derselben, die diagonal- und dichtschraffirte Fläche Schiefer und Sandsteine der nördlichen Grenzzone.

Ostseite in kleinen Abständen drei Crinoidenkalkfelsen, und westlich davon befindet sich eine kleine Klippe aus Crinoidenkalk und eine aus Ammonitenkalk. Im östlichen Seitenarm des Lancowa jarek tritt eine Ammonitenkalkklippe mit nördlicher Fallrichtung und eine Crinoidenkalkklippe auf, welche die Verbindung mit den Klippen von Hajtuwka herstellen.

Diese letzteren bilden im Ganzen genommen eine Reihe, im Einzelnen ist aber keine besonders regelmässige Vertheilung wahrnehmbar (Fig. 47). Die Schichtneigung ist meist nicht bedeutend, dagegen kommen

öfters Ueberkippungen vor. Die westlichsten vier Klippen der Hajtuwker Reihe bestehen aus weissem Doggercrinoidenkalk, dann folgt eine kleine Ammonitenkalkklippe und eine grosse, ziemlich flache, breite Klippenmasse (Fig. 48), welche hauptsächlich aus drei ziemlich breiten, von Nordwest gegen Südost gerichteten Bändern besteht, von welchen die beiden randlichen aus Crinoidenkalk, das mittlere aus rothem Ammonitenkalk zusammengesetzt sind. Bei genauerer Betrachtung lässt sich am Westrande der Klippe noch eine weitere schmale Partie von rothem Ammonitenkalk nachweisen, welche deutlich gegen Nordost, unter den Crinoidenkalk, einfällt. Dasselbe ist auch bei dem mittleren Bande von Ammonitenkalk der Fall, welches sich ebenfalls ziemlich flach unter den Crinoidenkalk neigt. Es liegen demnach an dieser Klippe zwei parallele, überkippte Schollen vor, die durch einen Längsbruch von einander getrennt sind.

Fig. 48.



Durchschnitt der Hauptklippe von Hajtuvka.

1. Doggercrinoidenkalk.
2. Czorsztyner Kalk.

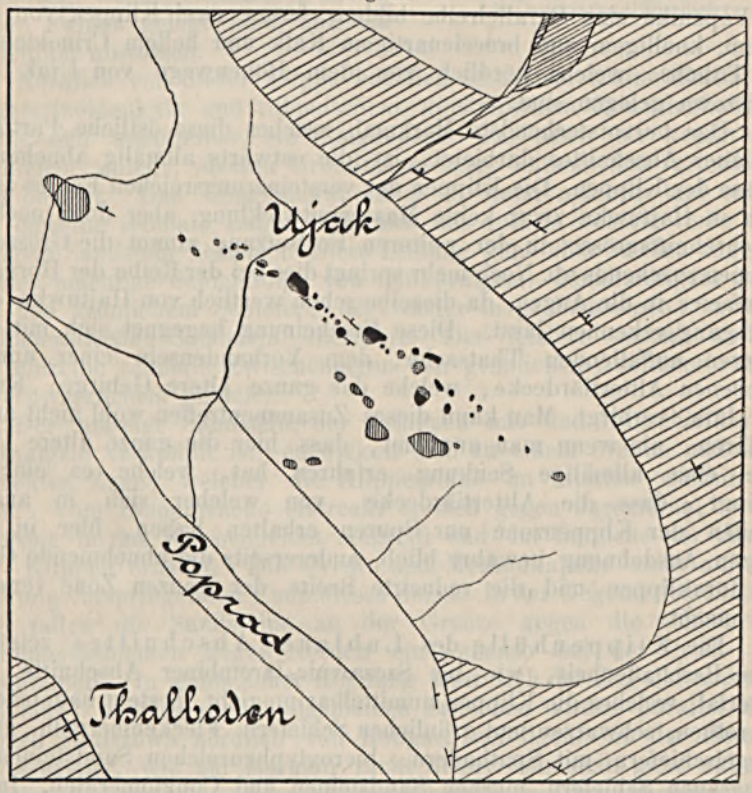
Oestlich von dieser Klippe folgen zwei schmale Felsbänder, welche parallel der grösseren Klippe von Nordwest gegen Südost gerichtet sind und die regelmässige Lagerfolge zeigen, so zwar, dass auf der Innenseite der beiden Klippen der Czorsztyner Kalk, auf der Aussenseite Crinoidenkalk zum Vorschein kommt. Auf der Ost- und Südseite dieser Klippen liegt eine ziemliche Anzahl von Czorsztyner Kalk- und Tithonvorkommnissen, auf der Nordseite der grossen Klippe befinden sich zwei kleine Crinoidenkalkfelsen. Weiter östlich, in der Gegend nördlich vom Dorfe Hajtuwka, liegt eine Gruppe von unregelmässig gestellten Klippen, welche grösstentheils nur aus je einer Schichtgruppe bestehen und daher weder hinsichtlich der Zusammensetzung, noch auch der Lagerung zu Bemerkungen Anlass geben. Nur zwei Klippen, welche auf der Ostseite des Hajtuwker Bächleins unmittelbar nördlich vom Dorfe gelegen sind, lassen die ganze Schichtfolge erkennen. In dieser Gegend (Fig. 47, *a*) wurde ein Stück von gelblich oder röthlich verwitterndem, sandig-mergeligem Kalk lose aufgefunden, welches zahlreiche Austernschalen enthält. Nach seiner petrographischen Beschaffenheit erinnert es an die Kössener Schichten, noch mehr aber an die Grestener Schichten, und es erscheint mir daher sehr wahrscheinlich, dass hier eine kleine Klippe von Lias oder Rhät existirt, die aber anstehend leider nicht nachgewiesen werden konnte. Man hat hier jedenfalls ein Parallelvorkommen zu den von Höfer entdeckten Kössener Schichten des Saroser Klippenzuges zu verzeichnen.

Oestlich von Hajtuwka befinden sich einige Klippen von Crinoidenkalk und von rothem Ammonitenkalk, mit welchen die Hajtuwker Klippenreihe abschliesst. Von Hajdruby bis Ujak fehlen Klippen der versteinerungsreichen Facies. Dagegen treten in dieser Gegend einige Hornsteinkalkklippen auf, die aber nur sehr geringe Dimensionen erreichen. Der Rückgang der Hornsteinkalkfacies macht sich schon westlich von Hajtuwka bemerkbar, östlich davon zwischen Hajtuwka und Ujak sind die meisten Hornsteinkalkklippen vollends von fast verschwindender Grösse; nur eine dieser Klippen, zwischen der Popradbrücke

und dem Ujaker Meierhofe, erreicht etwas ansehnlichere Dimensionen. In einer dieser Diminutivklippen von Hornsteinkalk fand F. v. Hauer am Popradufer, westlich von der Brücke, den *Aptychus Didayi*.

Im Ujaker Thale tritt die versteinerungsreiche Facies von Neuem auf und bildet eine streng lineare Reihe (Fig. 49), welche auf der Westseite des Thales beginnt und in östlicher Richtung ungefähr 1·37 Kilometer weit bis zu dem auf dem Höhenwege nach Palocsa befindlichen Kreuze zu verfolgen ist.

Fig. 49.



Ostende des Lublauer Abschnittes bei Ujak. Maassstab 1 : 25.000.

Die punktirten Flächen bedeuten Doggercrinoidenkalk, die schwarzen Czorsztyner Kalk und Tithon, die verticalschraffirten Hornsteinkalk, die diagonalschraffirten graue Schiefer und Sandsteine des Alttertiärs, die diagonaldichtschraffirten Menilitschiefer, die weissen mit Ausnahme des Thalalluviums Hüllschiefer.

Nur wenige dieser Klippen, deren Vertheilung aus der beistehenden Zeichnung hervorgeht, sind mittelgross, die meisten derselben sind wahre Diminutivklippen, die oft nur wenige Meter messen. Die beiden grössten Klippen im östlichen Theile der Reihe, welche aus Crinoidenkalk und Ammonitenkalk bestehen, zeigen sehr steile Schichtstellung, wobei bei der einen Klippe eine Neigung gegen Norden, bei der anderen gegen Süden wahrnehmbar ist. Auch die wenig zahlreichen Hornstein-

kalkklippen, welche sich unweit südlich von der Reihe der versteinerungsreichen Facies befinden, erreichen nur eine unbedeutende Grösse.

Oestlich von der Ujaker Reihe sind eine Strecke weit noch cretacische Hüllschiefer nachweisbar; in der Gegend Davitka wird die Klippenzone in ihrer ganzen Breite von alttertiären Schiefern und Sandsteinen verdeckt. Erst bei Palocsa kommen wieder einzelne Klippen zum Vorschein, die bereits dem Saroser Abschnitte angehören.

Ausser den bisher erwähnten sind noch einige Klippen namhaft zu machen, welche sich nördlich von der Hauptreihe befinden. Es sind dies mehrere, ziemlich grosse Hornsteinkalkzüge, welche in der Gegend Na Vapeniku eine Parallelreihe bilden, ferner zwei Klippen von röthlichem, knolligem und breccienartigem Kalk und hellem Crinoidenkalk des Tithons, welche nördlich von dem Höhenwege von Ujak nach Matiszowa gelegen sind.

Das hervorstechendste Merkmal, welches diese östliche Partie des Lublauer Abschnittes darbietet, ist die ostwärts allmälig abnehmende Grösse der Klippen. Die Klippen der versteinerungsreichen Facies zeigen noch in Hajtuwka zwar keine Massenentwicklung, aber doch noch die Durchschnittsgrösse, in der weiteren Fortsetzung nimmt die Grösse der Klippen zusehends ab. Noch mehr springt dies bei der Reihe der Hornsteinkalkfacies in die Augen, da dieselbe schon westlich von Hajtuwka einen Rückgang erkennen lässt. Diese Erscheinung begegnet sich mit einer anderen auffallenden Thatsache, dem Vorhandensein einer ununterbrochenen Alttertiärdecke, welche das ganze ältere Gebirge, Kreide, wie Jura, verbirgt. Man kann dieses Zusammentreffen wohl nicht anders erklären, als wenn man annimmt, dass hier die ganze ältere Unterlage eine allmälige Senkung erfahren hat, welche es einerseits bedingt, dass die Alttertiärdecke, von welcher sich in anderen Theilen der Klippenzone nur Spuren erhalten haben, hier in ihrer ganzen Ausdehnung bewahrt blieb, andererseits die abnehmende Grösse der Juraklippen und die reducirte Breite der ganzen Zone verständlich macht.

Die Klippenhülle des Lublauer Abschnittes zeigt dieselbe Beschaffenheit, wie im Szczawnic-Jarembiner Abschnitte. Das Material, welches die Klippen unmittelbar umgiebt, besteht hauptsächlich aus rothen, schwarzen und grünlichen Schiefern, Fleckenmergeln, grauen Mergelschiefern mit Spathadern, hieroglyphenreichen Sandsteinen und blaugrauen Schiefern, mürben Sandsteinen und Conglomeraten. In den klippenfreien Gebieten breiten sich auch hier auf weiten Flächen massige und grobbankige Sandsteine und Conglomerate aus, welche den alttertiären Sandsteinen äusserlich so ähnlich sehen, dass sie nach petrographischen Merkmalen nicht unterschieden werden können. Die bläulichgrauen, gelblich und grünlich verwitternden Kalkschiefer, die namentlich in der Gegend des Dunajecdurchbruches und bei Haligocs eine wichtige Rolle spielen, treten hier an Bedeutung sehr zurück.

In der Umgebung der Homolovačko-Reihe sind namentlich rothe Schiefer und Fleckenmergel ziemlich mächtig entwickelt und im Hluboki potok gut aufgeschlossen. Sie fallen südlich von den Klippen gegen Süden, nördlich von denselben anfangs auch gegen Süden, später gegen Norden ein. Das Anlagerungsverhältniss sieht man hier bei einer im

Vorhergehenden beschriebenen Klippe (Fig. 50) sehr genau. Nördlich von dieser Klippe befinden sich rothe, grünliche und schwarze Schiefer mit wenig Sandsteinlagen, welche Schichten an der Klippe scharf abschneiden, in der Nähe derselben wellig gefaltet sind und etwas weiter davon nordwärts einfallen. Auf der Südseite gelangen rothe und grünliche Schiefer mit viel plattigen Sandsteinen zur Ausbildung, welche ebenfalls in flache, wellige Falten gelegt sind und an der Klippe abstossen.

Fig. 50.

Klippe südlich vom Homolovačko.

a) Hornsteinkalk.
b) Cretacische Hüllschiefer.

Nördlich von dieser Klippe befinden sich zwei kleine Felsen von Doggercrinoidenkalk und tithonischem, dunkelrothem Crinoidenkalk, an welche sich unmittelbar ein Conglomerat aus nuss- bis kopfgrossen Geschieben anlegt, dessen Grundmasse aus rothem und grünlichem Thon besteht. Das Conglomerat ist 2—3 Meter mächtig und enthält auch einzelne schmale Lagen, die blos aus rothem Schiefer oder feinkörnigem Sandstein bestehen. Diese Bildung geht über in eine ungefähr 6 Meter mächtige Schichtfolge von feinkörnigem, dünnbankigem Sandstein und grünlichem Schiefer, der wieder in grobmassigen, zuweilen conglomeratischen Sandstein überführt. Der letztere enthält anfangs noch einzelne schmale Zwischenlagen von grünlichem, seltener rothem und schwärzlichem Schiefer.

Der massige Sandstein, der demnach mit den Hüllschiefern auf das Innigste verknüpft ist, entwickelt sich zu einem breiten und langgestreckten Zuge, welcher die Klippenreihe im Norden weithin begleitet. Vom Homolovačko erstreckt er sich gegen Jarembina, wo er keilförmig in das Klippengebiet eingreift und im Bereiche der Jarembiner Klippen erlischt. Die Cyrill- und Methudkapelle steht auf dem keilförmig vorspringenden Ende dieses Zuges. In der Gegend des Homolovačko fallen die Sandsteine an der Grenze gegen die schieferigen Umhüllungsschichten gegen Norden ein, ebenso bei der Cyrill- und Methudkapelle. In südöstlicher Richtung lässt sich der Zug der massigen Sandsteine, welcher dem allgemeinen Streichen streng parallel läuft, bis nach Matiszowa nördlich von Hobgart verfolgen. In der Homolovačko-Gegend, wie am Marmon rückt dieser Sandstein ganz nahe an die Klippen heran, so dass die Schieferhülle in der Umgebung der Klippen nur wenige Meter breit ist. Auf der Karte wurde der Deutlichkeit halber der Abstand zwischen den Klippen und dem Sandsteinzuge etwas übertrieben. Der Sandstein steht mit der Klippenhülle im engsten Verbande, wie dies beschrieben wurde, und man muss ihn daher, da man die Umhüllungsschichten der Homolovačko Reihe wohl nicht anders, wie als cretacisch auffassen kann, ebenfalls in die Kreideformation einreihen.

Ausser dem grossen Sandsteinzuge Jarembina-Matiszowa sind im Lublauer Abschnitte noch kleinere Sandsteinmassen vorhanden, von denen nur zwei in die Karte eingetragen wurden. Die kleinere liegt im Zuge der Hornsteinkalkfacies in der Gegend zwischen der Lissa Hura und dem Spitzenhübel bei Hobgart. Herr Dr. v. Tausch hat in

dieser Gegend lose Nummulitenconglomeratstücke aufgefunden und es ist daher sehr wahrscheinlich, dass diese Sandsteinmasse dem Eocän angehört. Die grössere besitzt eine sonderbare bogenförmige Gestalt, mit breiten Enden und einem schmalen Mitteltheile und begleitet die Lublauer Klippen von dem Wege an, der zum Meierhof Sarnecki führt, bis zur Lissa Hura. Dem gekrümmten Verlaufe der Klippen entspricht auch die bogenförmige Gestalt der Sandsteinmasse, welche ebenfalls nördlich von den Klippen gelegen und von denselben nur durch einen, nach wenigen Metern messenden Zwischenraum getrennt ist. Man sieht dies sehr deutlich im östlichen Seitenarm des Pasternikbaches, im Maslonkabache und auf der Höhe zwischen beiden. Diese Sandsteinmasse ist von dem weiter nördlich gelegenen Sandsteinzuge Jarembina-Matiszowa durch eine ziemlich breite Zone von rothen, schwärzlichen und grünen Schiefern mit dünnbankigen Sandsteinen geschieden, welche vom Meierhofe Sarnecki gegen den Meierhof Marmon verlaufen. Während an den beiden Endpunkten, Marmon und Sarnecki, Klippen vorhanden sind, ist die dazwischengelegene Schieferzone, wie es scheint, klippenfrei. Die betreffende Gegend ist stark bewaldet und theilweise schwer zugänglich, es wäre daher leicht möglich, dass doch einzelne kleine Klippen vorhanden sind, welche Herrn Dr. Tausch in der Gegend westlich vom Marmon, mir in der Gegend östlich vom Sarnecki entgangen sind. Jedenfalls könnten es nur unbedeutende Vorkommnisse sein.

In der Gegend zwischen Jarembina und der Strasse von Lublau nach Pivniczna sind neben rothen Schiefern graue Fleckenmergel verhältnissmässig stark entwickelt. Im oberen Theile des Pasternikbaches erlangen in der Gegend südlich vom Hegerhause und den Hornsteinkalkklippen namentlich graue und bläulichgraue Schiefer und hieroglyphenführende Sandsteine eine grosse Verbreitung und Mächtigkeit. Ihrem Aussehen nach möchte man sie eher für alttertiär, wie für cretacisch halten und doch führen sie grosse Inoceramen, die leider in fragmentärem Zustande im Gesteine eingeschlossen sind, aber genügen, um die Zugehörigkeit zur Kreideformation sicherzustellen.

Nördlich von der Hajtuwker Klippenreihe enthält die Klippenhülle Conglomeratbänke, in welchen sicher erkennbare Bruchstücke von Crinoidenkalk nachgewiesen wurden.

Der oft citirte, von F. v. Hauer beschriebene, später von Paul und Tietze[1]) nochmals dargestellte Aufschluss in der Klippenhülle bei Ujak, dem eine so grosse Bedeutung zugeschrieben wurde, ist gegenwärtig weniger deutlich, als ehedem. Die von v. Hauer mitgetheilte Schichtfolge ist zu bestätigen, nur mit einer Einschränkung, welche die neocomen Hornsteinkalke mit *Aptychus Didayi* betrifft.

Nach v. Hauer, Paul und Tietze bildet hier weisser, sehr fester Aptychenkalk mit *Apt. Didayi* und dichter, roth und weiss gefärbter, sehr hornsteinreicher Kalkstein eine regelmässige Einlagerung in grauen Sandsteinen und rothen Schiefern und beweist damit das neocome Alter der Klippenhülle. Was man gegenwärtig sieht, sind, abgesehen von den Schiefern und Sandsteinen bei der Brücke, die hier nicht von Belang

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1877, 27. Bd., pag. 54.

sind, einige, je 2—3 Meter mächtige Partien von Hornsteinkalk, die aus einer vorwiegend sandigen Umhüllung eben noch als kleine Felsen hervorragen und kein anderes Bild darbieten, als andere Diminutivklippen, sei es, dass sie aus Hornsteinkalk, sei es aus Crinoidenkalk oder Ammonitenkalk bestehen. Sie reichen nicht von der oberen Partie des Gehänges bis an den Fluss, sondern verschwinden am Gehänge selbst, woraus man bei der Steilheit desselben schliessen muss, dass sie sich, aus welchem Grunde immer, noch am Gehänge auskeilen. Von einer sicheren, klaren Einlagerung kann hier keine Rede sein. Viel eher könnte man die jurassischen Hornsteinkalke an der Ruska in Szlachtowa als Einlagerungen auffassen, und doch sind sie es, wie bei Beschreibung derselben gezeigt wurde, durchaus nicht. Wahrscheinlich sind auch die Hornsteinkalke in Ujak nichts Anderes, als grosse Blöcke, wie die an der Ruska und wie höchstwahrscheinlich überhaupt der grösste Theil der Diminutivklippen.

Die nördlichen Grenzbildungen der Klippenzone wurden im vorhergehenden Abschnitte bis in die Gegend von Littmanowa verfolgt. Zwischen Littmanowa und Bialawoda sind dieselben so wenig mächtig entwickelt, dass man sie zur Noth nachweisen kann. Zwischen Littmanowa und Jarembina dagegen tritt eine plötzliche und ganz ausserordentliche Verbreiterung dieser Bildungen ein, welche in der Gegend des Dorfes Krempach bei Lublau (wohl zu unterscheiden von Krempach bei Nedetz) die grösste Breite erreichen. Im Radimskibache in Krempach sind diese Schichten, welche aus blaugrauen Schiefern und hieroglyphenreichen, von Spathadern durchzogenen Sandsteinen bestehen, gut aufgeschlossen. Sie haben ähnlich, wie bei Czorstyn und Kroscienko, keinen einheitlichen Bau, sondern zeigen die verschiedenartigsten, secundären Faltungen und fallen bald gegen Nordost, bald gegen Südwest ein und nehmen auch dazwischengelegene Richtungen an. Erst in Granastow werden diese Schichten, die hier nur untergeordnet massige Lagen führen, von Magurasandsteinen überlagert. Oestlich von Krempach verschmälert sich diese Zone ebenso rasch, wie sie östlich von Littmanowa anschwillt. Sie streicht gegen Matiszowa und Ujak und wird hier durch einen aufgelagerten, langen Zug von Magurasandsteinen in zwei schmale Bänder getheilt. Bei Ujak geht diese Zone in die Alttertiärdecke über, ohne dass eine Grenze zwischen beiden erkennbar wäre.

Die südlichen Grenzbildungen des Lublauer Abschnittes bestehen grösstentheils aus dunkelgrauen, oder schmutziggrünlichen oder bräunlichen, seltener bläulichgrauen, plattigen Schiefern, welche mit mürben, plattigen Sandsteinbänken und Conglomeraten wechsellagern. Die dunkle Färbung, welche die Alttertiärschiefer im Czorsztyner und Szczawnic-Jarembiner Abschnitte zeigen, geht hier verloren, und ziemlich unvermittelt gehen die so bezeichnenden und leicht kenntlichen schwarzen oder dunkelbraunen Schiefer in die grauen und grünlichen Schiefer über. Man macht auch hier die Wahrnehmung, dass die weiter südlich gelegenen, höheren Partien reicher an grobbankigen Sandsteinen sind, als die tieferen, aber es gilt dies auch in diesem Gebiete nur ganz im Allgemeinen. Südlich vom Lublauer Abschnitte kehrt also jene Facies wieder, welche in der Neumarkter Gegend und in der

ganzen Arva südlich von der Klippenzone entwickelt ist. Gemeinsam ist diesem ganzen Alttertiärgebiete von der Arva bis nach Saros die ausserordentliche Einförmigkeit und Gleichmässigkeit der Schichten, die Einfachheit der Lagerung.[1])

Die geologischen Verhältnisse am Contact gegen die cretacische Klippenhülle weichen von den bisher kennengelernten in keiner Weise ab. Die Grenzlinie verläuft auch hier ziemlich geradlinig, mit nur wenigen schwach bogenförmigen Ausbauchungen. Aus dem Laubnikthale streicht sie in südöstlicher Richtung gegen Schloss Lublau und lässt sich auf dieser Strecke im kleinen Laubnikthale, im Kobras potok, an der Strasse nach Pivniczna und im Pasternikthale ziemlich scharf festlegen.

Das neue Lublauer Schloss liegt nur wenig nördlich von der Contactlinie, die von da nach Sadek streicht und über den Fichtenberg und Zwischenskalken nördlich von Hobgart die Richtung gegen den „Spitzen Stein" nimmt. Von da an liegt die Grenzlinie bis an das Ostende des Lublauer Abschnittes in der Thalebene der Popper. Der Contact selbst ist im Lublauer Abschnitte an keiner Stelle völlig klar aufgeschlossen, doch genügen die Beobachtungen, um feststellen zu können, dass hier an der Südgrenze der Klippenzone dieselbe Steilstellung und Knickung des Alttertiärs wie anderwärts stattfindet, und dass sich das Alttertiär immer flacher legt, je weiter man sich von der Grenzlinie gegen Süden entfernt.

Dieselben Schichten, welche in der Gegend von Plavnica und Gromos auf der Südseite der Klippenzone entwickelt sind, ziehen von hier gegen Nordosten und Norden und bedecken vom Ostende der Ujaker Klippenreihe und vom Dorfe Ujak an bis gegen Lubotin, Palocsa und Orló das Areal der ganzen Klippenzone so vollständig (Fig. 49), dass nur bei Palocsa einzelne kleine Klippen, umgeben von kaum noch nachweisbaren cretacischen Hüllschiefern, aus dieser allgemeinen Eocändecke hervortreten. Erst in einiger Entfernung südöstlich von dieser Gegend taucht die Klippenzone wieder als ununterbrochenes Band in ihrer alten Zusammensetzung, den Saroser Abschnitt bildend, von Neuem auf.

Die betreffenden Eocänschichten bestehen aus grauen und bläulichen, mergeligen und thonigen, meist blätterigen Schiefern, welche häufig dünne Sandsteinlagen führen. Durch Ueberhandnehmen der letzteren entwickeln sich ohne scharfe Grenze plattige und grobbankige, ziemlich mürbe Sandsteine mit groben Hieroglyphen auf den Schichtflächen, welche auf frischem Bruche bläulichgrau, verwittert gelblichgrau gefärbt sind, und graue und schwärzliche Zwischenmittel enthalten. Auf den Schichtflächen zeigen sich oft Kohlentheilchen und verkohlte, schilfartige Pflanzenreste. Schichten dieser Art sind namentlich in der Gegend zwischen Orló und Palocsa am Thalgehänge und am Popradufer aufgeschlossen. Beim Bahnhofe von Orló fallen diese Sandsteine gegen Südost ein, zwischen Orló und Palocsa vorwiegend gegen Süden.

[1]) Die Unterscheidungen, welche ich in diesen Grenzbildungen auf Grund einer, in Gemeinschaft mit Bergrath Paul gemachten Excursion bei Lublau aufzustellen versucht habe, lassen sich nicht aufrecht erhalten. (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1881, pag. 340.)

Die nicht mehr in den Bereich der zu untersuchenden Kartenblätter gehörige Niederung zwischen Leluchow, Orló, Csircs, Lubotin, Palocsa und Ujak besteht grösstentheils aus diesen Schichten, welche bei Leluchow und Csircs deutlich unter die Magurasandsteine einfallen. Am Popradufer südlich von der Einmündung des Lubotiner Thales wurden darin an zwei Stellen in grobkörnigen Lagen Nummuliten gefunden, so dass die Zugehörigkeit dieser Schichten zum Eocän keinem Zweifel unterliegen kann.

In der Gegend von Ujak sind diese Eocänbildungen mehr schieferig entwickelt, wie man sich im Dorfe Ujak selbst und am Popradufer zwischen Ujak und Palocsa überzeugen kann. Auch hier wurden an vielen Stellen Nummulitenfunde gemacht, so in Ujak, am Bachufer nahe dem Pfarrhause und nördlich davon, am Popradufer, wo an mehreren Punkten feinkörnige Conglomerate mit Bryozoen, kleinen Foraminiferen, Lithothamnien, Nummuliten und Orbitoiden auftreten. Am Wege, der vom Nordende von Ujak in nordöstlicher Richtung abgeht, wurden flachliegende echte Menilitschiefer (Taf. IX, Prof. 7) beobachtet, in Form von dünnblättrigen, hellchocoladefarbenen, mit gelben Beschlägen überzogenen, etwas sandigen Schiefern, welche zahlreiche Meletta-Reste führen und eine feinkörnige sandig-conglomeratische Lage mit kleinen Nummuliten und anderen Foraminiferen einschliessen. In petrographischer Beziehung stimmt dieses interessante Vorkommen mit den östlich davon gelegenen Schiefern von Malczyo und Richwald im Saroser Comitat[1]) sehr gut überein. Die Ausdehnung der Menilitschiefer (Fig. 49) ist nicht sehr beträchtlich, ebenso die Mächtigkeit; sie gehen im Streichen bald in gewöhnliche Schiefer über.

Die Lagerung dieser Alttertiärschiefer, deren geologisches Alter den Reichsanstaltskarten zu Folge schon von G. Stache richtig erkannt worden ist, scheint im Allgemeinen, abgesehen von localen Abweichungen, eine flachwellige zu sein. Von Bedeutung für die Auffassung der alttertiären Schichtgruppen sind namentlich jene Gebiete, wo diese Schichten an die Magurasandsteine im Norden der Klippenzone angrenzen und wo dieselben mit den Schiefern der nördlichen Grenzbildungen in Berührung kommen. Hinsichtlich der ersteren wurde bereits bemerkt, dass das Einfallen dieser Eocänschichten unter die Magurasandsteine klar erkennbar ist. Was die letzteren anbelangt, so konnte eine irgend scharfe Grenze zwischen den Ujaker Eocänschiefern und -Sandsteinen und den Schiefern der nördlichen Grenzzone zwischen Ujak und Matiszowa nicht gezogen werden. Die Schichten erscheinen hier nach allen vorhandenen Aufschlüssen untrennbar verbunden und es ist auf diese Weise ein Anhaltspunkt für die Altersbestimmung der „nördlichen Grenzzone", die das Liegende des Magurasandsteines bildet, gegeben. Die nördliche Grenzzone, die von Czorsztyn bis Ujak ein einheitliches, zusammenhängendes, wenn auch verschieden breites Band bildet, musste demnach dem Alttertiär zugeschrieben werden.

Der nördliche Theil der Klippenzone zwischen Hajtuwka und Ujak ist ziemlich dürftig aufgeschlossen. In Wirklichkeit dürfte sich das Eocän von Ujak weiter gegen Westen ausbreiten, als die Karte angiebt.

[1]) Vergl. den ersten Theil dieser Arbeit, pag. 207—209.

Bei Ujak musste das Ujaker Eocän, welches auf der Karte dieselbe Farbe erhalten musste, wie das Eocän im Süden des Klippenzuges, von den Schiefern und Sandsteinen der nördlichen Grenzzone durch eine Grenzlinie geschieden werden. Aus den vorhergehenden Auseinandersetzungen ergiebt sich von selbst, dass diese Trennungslinie eine künstliche ist, die aber nicht vermieden werden konnte, wollte man nicht auf die Trennung der nördlichen Grenzzone vom Magurasandstein verzichten.

Die Klippen von Palocsa, die durch das Auftreten der Stramberger Tithonfauna ausgezeichnet sind, gehören nicht mehr dem zu beschreibenden Gebiete an. Sie bieten übrigens gegenwärtig ungünstige Aufschlussverhältnisse dar und ich muss daher auf die von F. v. Hauer, E. v. Mojsisovics, Neumayr und Höfer gegebene Darstellung verweisen. Zum Schluss möchte ich noch einiger Klippen gedenken, welche bisher unbekannt waren, da sie nördlich von der Fortsetzung der Palocsaer Klippen in einer Gegend gelegen sind, in welcher man nur Alttertiär erwarten würde. Dieselben bestehen aus Crinoidenkalk, Ammonitenkalk, Tithon und einer kleinen Hornsteinkalkmasse und befinden sich bei der zu Csircs gehörigen Siedelung Olysawec, wo sie von Herrn Dr. v. Tausch aufgefunden wurden. Sie werden nach dessen Angaben zwar von spärlichen Partien von rothen Schiefern umgeben, doch befinden sich in unmittelbarer Nähe eocäne Schiefer und Sandsteine, die auch eine Einlagerung von Menilitschiefer enthalten. Unmittelbar nördlich davon erhebt sich der Magurasandsteinzug des Csergo- und Mincsolgebirges, der im ersten Theile der Arbeit (l. c. pag. 208) erwähnt wurde.

V. Uebersicht der ausgeschiedenen Schichtgruppen.

A. Stratigraphie der Klippengesteine.

a) Trias- und Liasformation.

Man hat bisher angenommen, dass im pieninischen Klippenzuge Ablagerungen der Triasformation und des Lias, mit Ausnahme eines von Höfer entdeckten Vorkommens von Kössener Schichten im Saroser Abschnitte, vollständig fehlen. Es hat sich nunmehr gezeigt, dass diese Formationen doch einen, wenn auch sehr bescheidenen Antheil an der Zusammensetzung der pieninischen Klippen nehmen.

Das Vorkommen der Trias beschränkt sich auf die zwar schon bekannte, aber bisher missdeutete Klippe von Haligocs im Lipniker Thale, welche schon durch ihre bedeutende Grösse die Aufmerksamkeit auf sich lenkt. An dieser Klippe konnten unterschieden werden:

1. Triasdolomit.
2. Keuperquarzit in Wechsellagerung mit Dolomit.
3. Grestener Schichten (Unter-Lias).
4. Liaskalk (Barkokalk).

Eine eingehende Besprechung des Triasdolomits, der ein hochwichtiges, in einem grossen Theile der Karpathen gleichmässig entwickeltes Glied der Triasformation bildet, glaube ich hier unterlassen zu sollen, da dieselbe besser in einer Arbeit über die Hohe Tatra

Platz finden wird. Ich erwähne nur, dass durch den Fund von Muschelkalkbrachiopoden, der im Bereiche dieses äusserst fossilarmen Gebirgsgliedes im östlichen Theile der Hohen Tatra geglückt ist, für die bisher schwankende Altersbestimmung eine sichere Handhabe gewonnen wurde, welche die Einreihung desselben in den Muschelkalk gestattet. In der Haligocser Klippe ist der fragliche Dolomit fast schichtungslos, er ist hell- bis dunkelgrau gefärbt, porös, stark bituminös und von zahlreichen Spathadern durchzogen.

Zwischen dem Dolomit und den als Grestener Schichten gedeuteten Schiefern tritt in der Haligocser Klippe ein weisser, grob- oder mittelkörniger Quarzit oder Quarzsandstein auf, der mit dem karpathischen Keuperquarzit petrographisch übereinstimmt, jedoch nicht, wie dies sonst der Fall ist, mit rothen Schiefern, sondern mit Dolomit wechsellagert. Die Mächtigkeit dieses Quarzits, den man auf Grund der Lagerung wohl als dem Keuper entsprechend betrachten darf, ist gering, der Uebergang in den Muschelkalkdolomit ein allmäliger, durch Wechsellagerung vermittelter.

Die Kössener Schichten, die mit grosser Regelmässigkeit die hangendste Lage des karpathischen Keupers bilden, fehlen in der Klippe von Haligocs vollständig. Das Auffallende dieser Thatsache wird durch den Umstand einigermassen gemildert, dass sie sich auch in der kleinen mesozoischen Insel von Rauschenbach wiederholt, wo über typischen Sandsteinen und rothen Schiefern des Keupers ohne die geringste Störung und bei ruhiger Lagerung unmittelbar fossilführende unterliassische Schichten folgen.

Die Grestener Schichten bestehen in Haligocs aus dunkelgrauen, von Spathadern durchzogenen Kalkschiefern in Verbindung mit gelblichroth verwitternden Mergelschiefern und mit weissen und röthlichen Quarziten, welche neben unbestimmbaren Bivalven und Rhynchonellen, zahlreiche Exemplare einer rundlichen, stark aufgeblähten Terebratel enthalten, die mit der bekannten *T. Grestenensis Suess*, einer Leitform der Grestener Schichten, identisch sein dürfte. Da überdies die petrographische Beschaffenheit dieser Schichten lebhaft an die Grestener Schichten der benachbarten Rauschenbacher Insel erinnert, dürfte man wohl zu der hier gegebenen Altersfassung berechtigt sein.

Die geologisch jüngste Ablagerung der Haligocser Klippe bildet ein theils wohlgeschichteter, theil massiger, hellgrauer, bläulichgrau verwitternder Kalkstein, welcher von zahllosen, netzförmig sich kreuzenden Spathadern durchschwärmt wird und petrographisch mit dem liassischen Barkokalk[1]) der Rauschenbach-Topportzer Insel identisch ist. Der betreffende Kalkstein ist leider fast ganz fossilfrei, nur an der Westgrenze seines Vorkommens wurden darin Fossilspuren aufgefunden. Im Rauschenbacher Gebirge enthält dieses Formationsglied paxillose Belemniten. Die Mächtigkeit des Barkokalkes, der wahrscheinlich mehrere liassische Horizonte in sich vereinigt, ist eine sehr beträchtliche, die petrographische Ausbildung eine sehr gleichmässige.

[1]) Unter der Bezeichnung Barkokalk hat C. Paul einen Liaskalk aus dem Klippengebirge von Homonna bekannt gemacht, der nach seiner Beschaffenheit und Lagerung mit dem entsprechenden Liaskalk der Rauschenbacher Insel und der Haligocser Klippe identisch ist (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1869).

In Hajtuwka im Lublauer Abschnitte wurde ein Stück von gelblichbraun verwitterndem, sandigmergeligem Kalk lose aufgefunden, welches zahlreiche Austernschalen enthält und in petrographischer Beziehung sehr lebhaft an die Kössener-, noch mehr aber an die Grestener Schichten erinnert. Das Anstehende dieses Vorkommens konnte leider nicht nachgewiesen werden.

Eine paläontologisch vollkommen sichergestellte Vertretung des Lias ist aus dem westlichsten Theile der pieninischen Zone, und zwar aus der Gegend von Stare-Bystre bei Czarny Dunajec, namhaft zu machen. Daselbst kommen, wahrscheinlich in inniger Verbindung mit Opalinusschichten (vergl. oben pag. 588), graue kieselige Fleckenkalke vor, welche petrographisch von den Fleckenkalken und -Schiefern der Opalinusschichten kaum, von den kieseligen Fleckenkalken der Posidonienschiefer gar nicht zu unterscheiden sind. Aus diesen Fleckenkalken liegen folgende Ammoniten vor:

Aegoceras Jamesoni Sow. In einem mittelgrossen, gut erhaltenen und gut bestimmbaren Exemplare. *Am. Jamesoni* ist, wie bekannt, eine der leitenden Formen der Unterregion des Mittellias.

Aegoceras sp. Wahrscheinlich neue Art, welche hinsichtlich der äusseren Form mit *Am. Jamesoni* übereinstimmt, aber dadurch abweicht, dass die Rippen an der Externseite in kleine Knoten ausgehen, ähnlich, wie bei *Aegoc. confusum Qu.*

Aegoceras Davoei Sow. Ein grosses, vorzüglich erhaltenes und mit dem Typus dieser Art auf das vollkommenste übereinstimmendes Exemplar. Auch diese Art ist bekanntlich eine Leitform der Unterabtheilung des Mittellias. [1])

Die vorhandenen Arten erweisen somit die Vertretung der Tiefstufe des Mittellias und deuten einen Horizont an, welcher im benachbarten Arvaer Comitate bis jetzt nicht bekannt ist, obwohl daselbst der Lias in vorzüglicher Weise entwickelt ist.

Mit diesen Angaben sind die bestimmten Hinweise auf die Vertretung des Lias im pieninischen Zuge erschöpft. Es ist jedoch sehr wohl möglich, ja bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich, dass diese Formation in Wirklichkeit eine grössere Verbreitung besitzt und namentlich in den Klippen der versteinerungsarmen Hornsteinkalk- und Posidonienschieferfacies vorhanden ist. Die Gründe hiefür werden bei Besprechung der letzteren Facies auseinandergesetzt werden.

b) Juraformation und Neocom.

M. Neumayr hat in seiner ausgezeichneten Arbeit über den pieninischen Klippenzug gezeigt, dass die Juraformation in diesem Gebiete in zwei getrennten Ausbildungsweisen entwickelt ist; in Form von versteinerungsarmen, kaum zu gliedernden Hornsteinkalken und -Schiefern mit Aptychen, welche alle Jurahorizonte bis in das Tithon in gleicher Facies umfassen, und in Form von versteinerungsreichen Schiefern und Mergeln, Ammoniten- und Crinoidenkalken u. s. w., welche einer genauen Gliederung fähig sind. Nach dem damaligen Stande der

[1]) Bezeichnendste Species einer Zone, welche über *Amm. ibex* und *bipunctatus* beginnt und sich nach oben bis zu denjenigen Schichten erstreckt, in welchen *Am. margaritatus* zum ersten Male erscheint. Oppel, Juraformation, pag. 161.

Kenntnisse durfte angenommen werden, dass die versteinerungsreichen Bildungen nur im Klippenbogen vorkommen, während in der Hohen Tatra und den mesozoischen Sedimentärzonen der übrigen karpathischen Centralmassen die Hornsteinkalk- und Aptychenkalkfacies unter fast völligem Ausschluss der versteinerungsreichen Mergel und Kalke vorherrscht. Dieses Verhältniss wurde durch die Ausdrücke „hochkarpathische“ und „subkarpathische Facies“ in bündiger und folgerichtiger Weise zum Ausdruck gebracht.

Es hat sich jedoch neuestens durch detaillirtere Untersuchungen herausgestellt, dass diese Annahme, mindestens was die Tatra betrifft, nicht richtig ist, da daselbst ganz dieselben Crinoiden- und Ammonitenkalke vorkommen, wie in der Klippenzone. Die bequeme Bezeichnungsweise „hoch- und subkarpathische Facies“ musste daher aufgegeben, und durch eine andere ersetzt werden. In Ermanglung passenderer, wurden die leider etwas schleppenden Ausdrücke „Hornsteinkalkfacies“ und „versteinerungsreiche Facies“ in Anwendung gebracht. Die Beziehungen beider Ausbildungsweisen sind zwar etwas vielfältiger, als bisher angenommen wurde, aber doch spärlich genug, um eine getrennte Besprechung derselben zu ermöglichen oder vielmehr zu erheischen.

Stratigraphie der versteinerungsreichen Jurabildungen.

1. Opalinus- und Murchisonaeschichten.

Seit Hohenegger's Arbeiten betrachtet man graue Fleckenmergel mit *Am. opalinus* als das tiefste Glied der Juraserie der Pieninen. Ursprünglich vereinigte man damit auch schwarze Thone mit *Am. Murchisonae*, in denen später E. v. Mojsisovics ein jüngeres Glied der Schichtfolge erkannt hat.

Die Fleckenmergel mit *Am. opalinus* bilden eine dünnschichtige Gesteinsfolge, welche neben hellgrauen, mergeligen und kalkigen Lagen auch dunkelgraue Schiefer enthält. Sämmtliche Schichten sind durchsetzt von den bekannten dunkelgrauen Flecken, zu welchen sich zuweilen fucoidenartige Gebilde und selbst echte Fucoiden gesellen. Man muss sich hüten, diese Fleckenmergel mit den Fucoidenschiefern der Klippenhülle zu verwechseln, mit denen sie viel Aehnlichkeit haben. Die cretacischen Fucoidenschiefer sind meist heller, dabei etwas thonreicher, weniger hart und haben selten einen so deutlich muscheligen Bruch, wie die Opalinusmergel. Alle diese Merkmale würden kaum genügen, um eine leichte und sichere Unterscheidung zu ermöglichen, wenn nicht einerseits die Opalinusmergel fast stets mindestens Spuren von Versteinerungen enthielten und andererseits die cretacischen Mergel nicht durchgehends mit rothen oder grünlichen Schiefern vergesellschaftet wären, die im Bereiche der Opalinusschichten noch niemals beobachtet wurden. In der Natur macht die Unterscheidung der verglichenen Bildungen daher nur ganz ausnahmsweise Schwierigkeiten.

Nach einer anderen Richtung hin sind die Opalinusmergel durch mehr als äussere Aehnlichkeit verknüpft. Die Hornsteinkalke zeigen zuweilen eine sehr ähnliche Ausbildung und die mit den Hornsteinkalken innig verbundenen Posidonienschichten sind vollends nicht nur petrographisch sehr nahestehend, sondern sie decken sich auch

mindestens theilweise hinsichtlich des geologischen Alters. Bei Besprechung der Posidonienschichten werde ich noch eingehender auf dieses Verhältniss zurückzukommen haben.

Die Opalinusschichten waren bisher nur von den Localitäten Rogóżnik, Szafflary und Czorsztyn [1]) bekannt. Wenn Neumayr vermuthete (l. c. pag. 488), dass die Verbreitung derselben eine ausgedehntere sein dürfte, so hat sich dies als ganz zutreffend erwiesen. Die betreffenden Schichten wurden ausserdem in Stare Bystre und an mehreren Punkten in Krempach und Durstin vorgefunden.

Was die Fauna dieses Horizontes anbelangt, so habe ich zu dem von Zittel und Neumayr Mitgetheilten nur wenig hinzuzufügen. *Harpoceras opalinum*, *Phylloc. tatricum* und *Posidonomya alpina* sind die häufigsten, überall wiederkehrenden Arten, die meist auch in grosser Individuenzahl vorkommen. Im Uebrigen ist die Fauna jedoch arm, die Zahl der bisher nachgewiesenen Arten gering. Im Folgenden theile ich eine Fossilliste mit, welche zum Theil auf Angaben Zittel's und Neumayr's, zum Theil auf Bestimmungen meiner Aufsammlung beruht. Die mit einem Sternchen bezeichneten Formen sind in den Verzeichnissen von Zittel und Neumayr nicht enthalten.

	Stare Bystre	Rogóżnik	Szafflary	Krempach	Durstin	Czorsztyn
Belemnites serpulatus Qu.	—	—	+	—	—	—
„ *Rhenanus Opp.*	—	—	+	—	—	—
„ *cf. exilis Orb.*	—	—	+	—	—	—
„ *sp. (canaliculat.)*	+	—	—	—	—	—
Onychites sp.	—	—	+	—	—	—
Nautilus sp. n.	—	—	+	—	—	—
Phylloceras tatricum Pusch.	+	—	+	+	+	+
* „ *chonomphalum Vac.*	—	—	+	+	—	—
„ *connectens Zitt.*	—	—	+	—	—	—
* „ *Nilssoni Héb.*	—	—	+	+	—	—
„ *ultramontanum Zitt.*	—	—	+	—	—	—
**Lytoceras rasile Vac.*	—	—	+	+	—	—
* „ *sp., cf. Francisci Opp.*	—	—	+	—	—	—
* „ *n. sp., aff. rasile Vac.*	+	—	—	—	—	—
Harpoceras opalinum Rein.	+	+	+	+	+	+
* „ *opalinoides Ch. May.*	—	—	+	—	—	—
* „ *elegans Sow.*	—	—	+	+	—	+
* „ *costula Rein.*	+	—	+	+	—	—
„ *aalense Ziet.*	—	—	+	+	—	—
„ *Murchisonae Sow.*	—	—	+	—	—	—
„ *cf. radiosum Seeb.*	—	—	+	—	—	—
Simoceras scissum Ben.	—	—	+	+	—	—
**Hammatoceras sp. n. (Insignis-Gruppe, aff. Lorteti)*	—	—	—	+	—	—
Eucyclus capitaneus Münst.	—	—	+	—	—	—
**Inoceramus fuscus Qu.*	—	—	+	+	—	—
**Posidonomya alpina Gras.*	+	+	—	+	+	—
Rhynchonella Beneckei Neum.	—	—	+	—	—	—
Balanocrinus sp.	—	—	+	—	—	—

[1]) Neumayr bemerkt, dass die Opalinusschichten in Czorsztyn an drei nahe gelegenen Punkten vorkommen. Ich konnte dieselben nur an einer Stelle auffinden. Wahrscheinlich beruht diese Angabe auf Stücken, die in der Sammlung d. k. k. geol. Reichsanstalt erliegen, die jedoch, wenn ich die Etiketten richtig gedeutet habe, aus den Posidonienschichten stammen.

Nach der voranstehenden Liste hat Szafflary die meisten Arten dieser Stufe geliefert. Es beruht dies jedoch nicht auf einem natürlichen Uebergewicht dieser Localität, sondern auf der vollständigeren Ausbeutung derselben. Die Localität Krempach dürfte sich, systematisch ausgebeutet, vielleicht noch als reicher erweisen, wie Szafflary.

Vergleicht man die Opalinusfauna des pieninischen Zuges mit der so reichen und wohlbekannten südalpinen und der apenninischen Fauna desselben Horizontes, so zeigt es sich, dass einzelne Gruppen, wie die Phylloceren, die Lytoceren [1]) und besonders die Harpoceren, übereinstimmend entwickelt sind, während andere Gruppen aber in der pieninischen Fauna fast vollständig fehlen. Die Oppelien, welche von Vacek in S. Vigilio nachgewiesen wurden, fehlen gänzlich, ebenso die Coeloceren und die in San Vigilio so überreich entwickelte Gattung *Hammatoceras* ist hier nur durch eine einzige Art vertreten; von den so bezeichnenden Gruppen des *H. fallax Ben.* und *H. gonionotum* ist keine Spur vorhanden. Möglicherweise ist dies auf die abweichende Facies der pieninischen Opalinus-Schichten zurückzuführen.

Eine eingehende Besprechung des geologischen Alters dieser Fauna erscheint überflüssig, da kein Zweifel darüber besteht, dass dieselbe dem in neuerer Zeit so genau studirten und im alpinen Gebiete bereits an vielen Orten nachgewiesenen Horizonte von San Vigilio angehört. Die Beziehungen zum mitteleuropäischen Jura wurden von M. Neumayr erschöpfend behandelt (l. c. pag. 508).

Die schwarzen Thone mit *Amm. Murchisonae* scheinen im Bereiche der pieninischen Klippenzone seltener entwickelt zu sein, wie die Opalinus-Fleckenmergel. Ausser den bisher bekannten Localitäten Szafflary und Rabstein (Rabaničfels bei Neumayr) vermag ich nur 2 Punkte bei Krempach und zwei bei Czorsztyn hinzuzufügen. Versteinerungen, und zwar *H. Murchisonae*, wurden jedoch nur an einem Punkte in Krempach nachgewiesen, an den übrigen Stellen konnte das Vorhandensein dieser Schichten nur nach ihrer Verknüpfung mit Opalinusmergeln und nach der petrographischen Beschaffenheit angenommen werden. Die Murchisonaeschichten bestehen aus dunkelgrauen oder schwarzen, etwas schieferigen oder blätterigen Thonen, welche braune, eisenhältige Mergelgeoden, zahlreiche Schwefelkiesknollen und verkieste Versteinerungen enthalten und zuweilen von einzelnen weissen Spathadern durchzogen werden. Am Rabstein treten auch dünnschichtige, glimmerreiche Sandsteine in die Zusammensetzung ein.

Wir verdanken Neumayr folgendes Fossilverzeichniss dieser Schichten, welchem ausschliesslich das Material der Localität Szafflary zu Grunde liegt.

Belemnites cf. exilis d'Orb.
„ *cf. Trautscholdi Opp.*
Phylloceras tatricum Pusch.
„ *connectens Zitt.*
„ *ultramontanum Zitt.*
„ *trifoliatum Neum.*

[1]) *Lytoc. ophioneum*, eine wichtige Form von S. Vigilio, kennt man zwar nicht aus dem pieninischen Zuge, wohl aber aus dem Arváer Comitat.

Lytoceras ophioneum Ben.
Harpoceras Murchisonae Sow.[1]) (und *H. Murchisonae var. H. goralicum Neum.*)
„ *discites Waag.*
Stephanoceras Brocchii Sow.
Eucyclus Capitaneus Mü.
Posidonomya Suessi Opp. (ident mit *P. alpina?*)
Terebratula n. sp.? cf. curviconcha Opp.

Diese Liste vermag ich nur um wenige Formen zu vermehren, und zwar:

Lytoceras rasile Vac.
Oppelia gracililobata Vac.
Discohelix Petersi Uhl.

Wenngleich die Fauna der Murchisonae-Schichten durch unverkennbare, innige Beziehungen mit der Opalinusfauna verknüpft ist, lässt sich doch, wie Neumayr eingehend gezeigt hat, der geologisch jüngere Typus derselben nicht in Abrede stellen. Das Fehlen von Formen, wie *Harp. opalinum, H. Aalense, Hammatoceras sp. n.* (Insignis-Gruppe), *Belemnites serpulatus, B. rhenanus* in den Murchisonae-Schichten einerseits, das Vorkommen von *Harpoc. discites* und *Stephanoceras Brocchii* in denselben Schichten andererseits, lässt kaum eine andere Deutung zu.

Ob die schwarzen Thone mit *Am. Murchisonae* als regelmässiges, durchgreifendes Glied der Schichtfolge der versteinerungsreichen Ausbildungsweise zu betrachten sind oder ob sie stellenweise durch andere Facies, namentlich Fleckenmergel, vertreten sein können, lässt sich gegenwärtig nicht sicher beurtheilen. Mit voller Bestimmtheit könnte dies nur dann entschieden werden, wenn die Schichtfolge von den Opalinus-Schichten bis zu den jüngeren Crinoidenkalken an vielen Punkten erhalten wäre. Nun sind aber gegenwärtig ausser Szafflary nur zwei Stellen bekannt, wo die Opalinusschichten in Verbindung mit auflagernden Crinoidenkalken vorkommen, an allen übrigen bilden die Opalinusschichten selbständige Klippen.[2]) An der einen, in Rogóżnik, verdeckt Crinoidenkalkschutt die Schichten zwischen den Opalinusmergeln und den Crinoidenkalken, an der anderen, in Czorsztyn, kommen zwischen Opalinusmergeln und Crinoidenkalken wohl schwarze Thone vor, die als Murchisonae-Schichten gedeutet wurden, doch sind dieselben fossilfrei. Nach Neumayr liegen jedoch in Czorsztyn an einer anderen Stelle über dem Opalinusmergel unmittelbar Crinoidenkalke auf.[3]) Dem Umstand, dass die Murchisonaethone von einer viel geringeren Zahl von Oertlichkeiten bekannt sind, wie die Opalinusmergel, möchte ich an und für sich kein grosses Gewicht beilegen, da diese wenig mächtigen, leicht verwitterbaren Schichten der Aufmerksamkeit noch leichter entgehen können, wie die Opalinusmergel. Die betreffende Frage scheint gegenwärtig noch nicht spruchreif zu sein.

Der Mangel an geeigneten Beobachtungsobjecten macht es auch unmöglich, über die Art der Auflagerung der Doggercrinoidenkalke ein

[1]) Ist ausser von Szafflary noch vom Rabstein und von Krempach bekannt.
[2]) In Stare Bystre stehen sie wahrscheinlich mit Lias in Verbindung.
[3]) Die betreffende Stelle vermochte ich nicht aufzufinden.

bestimmtes Urtheil abzugeben. Nach den Verhältnissen, welche die Hornsteinkalkfacies darbietet, scheint allerdings kaum zweifelhaft, dass eine Ablagerungslücke hier nicht besteht.

2. Weisser und rother Doggercrinoidenkalk.

Das nächstfolgende Glied der Schichtreihe bildet ein massiger Kalkstein, welcher fast ausschliesslich aus Crinoidenstielgliedern von schneeweisser Farbe besteht. Nur selten ist das Gestein so deutlich geschichtet, wie bei der grossen Bialkaklippe (Taf. V), wo die Schichtung selbst in der Photographie sehr klar zum Ausdruck kommt, oder bei der westlichsten Klippe von Bialawoda. In vielen Fällen ist eben nur eine leichte Andeutung von Schichtung vorhanden und sehr oft ist der weisse Crinoidenkalk vollständig schichtungslos. Der letztere Umstand bildet nicht selten ein wesentliches Hinderniss für die Auffassung des geologischen Baues der Klippen, wenn sie nur aus dieser einen Bildung bestehen.

Die Crinoidenglieder herrschen meistens bis zur völligen Verdrängung der Grundmasse vor, so dass das Gestein dadurch eine rein weisse Färbung erhält. Da, wo Spuren der röthlichen Grundmasse vorhanden sind, ist die Färbung demgemäss eine blass-rosarothe. In manchen Fällen nimmt der weisse Crinoidenkalk grobe Sandkörner auf, wie an der Basis der grossen Bialkaklippe oder er schliesst hand- bis kopfgrosse Partien von dichtem oder erdigem, rothem Kalk oder eisenreiche Kalkmergel ein. In der grossen Pieninenklippe erhält er eine ziemlich stark sandige Beschaffenheit und dasselbe ist an Stellen der Fall, wo ein Uebergang der Crinoidenkalke in die Hornsteinkalkfacies zu beobachten ist, wie am Rabstein, an der Vysoka, bei der Klippe gegenüber Burg Nedetz. An einem Punkte, der Szafranówka zwischen Szczawnica und Lesnitz, umschliesst der weisse Crinoidenkalk einen mehrere Meter mächtigen Verband von wohlgeschichteten, grünlichen und grauen Hornsteinbänken.

Dies sind jedoch Ausnahmsfälle. Im Allgemeinen ist die Beschaffenheit des weissen Crinoidenkalkes eine sehr gleichmässige und die gewöhnlichen, geringen Abänderungen, die sich allerdings zuweilen auf sehr engem Raume vollziehen, beschränken sich auf das bald mehr, bald minder starke Zurücktreten der Schichtung und die bald rein weisse, bald röthliche Färbung.

Die sehr bezeichnende Beschaffenheit dieses Schichtgliedes gestattet, es immer leicht und sicher wieder zu erkennen. Nur gewisse helle Tithonkalke können durch locale Anreicherung mit Crinoidengliedern ein ähnliches Aussehen erhalten. Die Gefahr einer Verwechslung beschränkt sich jedoch auf jene sehr seltenen Fälle, wo man es mit ganz kleinen Diminutivklippen zu thun hat.

Der weisse Crinoidenkalk ist das mächtigste Glied der Schichtfolge der versteinerungsreichen Ausbildungsweise. Für manche Klippen dürfte die Mächtigkeit mit 100 Meter nicht zu hoch angegeben sein. In anderen Fällen ist sie jedenfalls geringer und es kommen in dieser Hinsicht nicht unbeträchtliche Schwankungen vor.

Eine engere Gliederung lässt der weisse Crinoidenkalk nicht zu und die geologische Altersbestimmung beruht bei der ausserordentlichen Armuth an Versteinerungen, abgesehen von den Crinoidengliedern, hauptsächlich auf der Lagerung zwischen den Opalinus- (und Murchisonae-) Schichten im Liegenden und den, die Klausschichten vertretenden rothen Crinoidenkalken im Hangenden. Neumayr erwähnt von Versteinerungen ausser einer unbestimmbaren biplicaten Terebratel und einer ebenfalls unbestimmbaren Rhynchonelle nur ein *Harpoceras*, welches dem *Harp. Mayeri Waag.* aus der mitteleuropäischen Zone des *Harp. Sowerbyi* sehr nahe steht. Auf Grund dieses Vorkommens und der Lagerungsverhältnisse reiht Neumayr den weissen Crinoidenkalk der pieninischen Zone in den mittleren Dogger ein.

Die bescheidenen Funde, die ich in diesen Schichten zu machen in die Lage kam, sind leider nicht geeignet, viel Licht über dieselben zu verbreiten. Sie beschränken sich, abgesehen von einem *Lytoceras*, das dem *Lytoc. rasile Vac.* nahesteht, auf Brachiopoden, jene Thiergruppe, welche bekanntlich in Crinoidenkalken besonders heimisch ist. In Szafflary wurde eine *Terebratula marmorea Oppel* gesammelt und in der grossen Crinoidenklippe des Pieninenbaches (vergl. pag. 637) konnte eine kleine Fauna nachgewiesen werden, welche aus folgenden Arten besteht:

Terebratula ventricosa Hartm.

Rhynchonella cf. subtetraëdra Dav. Weicht vom Typus dieser Art durch etwas stärker vertiefte Seitenfelder und etwas tieferen Sinus ab. 4 Exemplare.

Rhynchonella cf. plicatella Orb. Ein Exemplar, welches sich durch etwas gröbere Berippung vom Typus unterscheidet.

Rhynchonella cf. Ferryi Desl. Die äussere Form dieser Art stimmt mit der Kellowayspecies sehr gut überein, die Rippen sind jedoch etwas gröber.

Rhynchonella sp. ind. Glatte, breite Form.

Rhynchonella spinosa Schloth.

Wie alle Brachiopoden, besitzen auch diese Formen eine sehr grosse Verticalverbreitung, das Hauptlager derselben bildet aber mit Ausnahme der *Rynch. Ferryi* der Unteroolith. Wenn auch Altersdeutungen auf Grund einiger Brachiopoden keine grosse Schärfe zulassen, so kann man doch sagen, dass dieses Vorkommen mit der von Neumayr getroffenen Altersbestimmung im Einklang steht. Man wird also annehmen dürfen, dass der weisse Crinoidenkalk in den pieninischen Klippen sämmtliche Horizonte von den Sowerbyi-Schichten bis zu den Klausschichten umfasst. In anderen Theilen des südlichen Klippenbogens scheint diese Bildung in noch höhere Horizonte (Kelloway) hinaufzureichen.

Rother Crinoidenkalk. An vielen Punkten erscheint über dem weissen Crinoidenkalk ein dünngeschichteter, rother Crinoidenkalk, dessen Färbung durch ein etwas stärkeres Vorherrschen der rothen Grundmasse hervorgerufen wird. Er ist meist nur 1—4 Meter mächtig und geht allmälig, zuweilen unter Wechsellagerung in den weissen Crinoidenkalk über. Bei der grossen Bialkaklippe stellt sich zwischen dem weissen Crinoidenkalk und dem rothen Ammonitenkalk ein dünngeschichteter, wenig mächtiger, schieferiger Crinoidenkalk ein, der offenbar

die rothen Crinoidenkalke vertritt und denselben auch in vieler Beziehung ähnlich ist, nur ist er nicht roth, sondern schmutzig röthlichgrau oder grau gefärbt.

Neumayr hat in diesen Schichten an mehreren Punkten Versteinerungen aufgefunden und nennt als wichtigste Fundorte das wüste Feld, Kiow (Saros), die Klippen im Walde nordwestlich von Hajtuvka, Homolovačko und Jarembina, von welchen er folgende Arten namhaft macht:

Phylloceras cf. disputabile Zitt. Homolovačko.
Lytoceras sp. Jarembina.
Harpoceras cf. pingue Röm. Jarembina.
Haploceras psilodiscus Schloenb. Jarembina.
Oppelia fusca Opp. Ziemlich verbreitet.
Stephanoceras Deslongchampsi d'Orb. Verbreitet, fast an allen Fundorten.
„ *n. sp.*
„ *Ymir Opp.* Verbreitet.
Terebratula curviconcha Opp. Sehr verbreitet.
„ *perovalis Sow.* Wüstes Feld (Saros) und Bialkaklippe.
„ *emarginata Sow.* Kiow (Saros).

Diesem Verzeichnisse habe ich nur *Posidonomya alpina Gras* und *Phylloceras mediterraneum Neum.* von Hajtuvka hinzuzufügen.

So dürftig auch im Allgemeinen diese Liste erscheint, so genügt sie jedenfalls, um die von Neumayr und E. v. Mojsisovics vorgenommene Gleichstellung des rothen Crinoidenkalkes mit den Klausschichten als vollkommen begründet erscheinen zu lassen.

Die rothen Crinoidenkalke bilden kein ständiges Glied der Schichtfolge. In vielen Fällen liegen über den weissen Crinoidenkalken unmitttelbar die rothen Ammonitenkalke. So fehlen die rothen Crinoidenkalke im Neumarkter Abschnitte vollständig, ebenso bei Krempach, bei Falstin und an vielen Punkten des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes. Nicht selten macht man sogar die Wahrnehmung, dass sich selbst ganz nahe benachbarte Klippen in dieser Beziehung verschieden verhalten, wie dies z. B. in der Gegend des Homolovačko oder bei den Bialkaklippen der Fall ist. Neumayr hat nachgewiesen, dass in der Gegend von Folwark (in der südlichen Parallelreihe des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes) der Horizont der Klausschichten durch den rothen Knollenkalk vertreten wird und dieselbe Annahme ist auch für die übrigen Punkte, wo die rothen Crinoidenkalke fehlen, sehr wahrscheinlich. Man wird daher vorauszusetzen haben, dass in einzelnen Strichen die Ablagerung der rothen Knollenkalke schon zur Zeit der Klausfauna begonnen hat, während in benachbarten Gegenden noch rothe Crinoidenkalke zum Absatze gelangten.

3. Rother Ammonitenkalk (Knollenkalk, Czorsztyner Kalk) und Tithon.

Sämmtliche Jurahorizonte von der oberen Bath- oder Kellowaystufe bis in das untere Tithon sind im pieninischen Zuge durch die bekannten rothen Knollenkalke von Czorsztyn und rothe oder gelbliche Ammoniten-

kalke vertreten. Die ersteren sind dunkelrothe oder graurothe Gesteine, die in Bänken von 0·3 bis 0·5 Meter Mächtigkeit brechen und durch knollige Zusammensetzung und knollige oder höckerige Oberfläche gekennzeichnet sind. Dunkelrothe Thonbestege überziehen die einzelnen Knollen und die zahlreich eingeschlossenen Ammoniten, welche, wie in den Adneter Schichten, die der Facies nach ein genaues Analogon der Czorsztyner Knollenkalke bilden, meist nur mit einer Seite und als Steinkerne erhalten sind. Der Erhaltungszustand ist häufig ein so ungünstiger, dass die Ammoniten bis zur Unkenntlichkeit entstellt sind und oft nur unförmige Knollen bilden.

In manchen Fällen tritt die Knollenstructur zurück, das Gestein nimmt eine gleichmässig dichte oder subkrystallinische Beschaffenheit an, ist weniger thonreich, zeigt einen splitterigen Bruch und erhält oft eine gelbliche oder rothgraue Färbung. Diese letztere Abart, welche der Facies der bunten Cephalopodenkalke Wähner's entspricht, bietet für die Erhaltung der Fossilien viel günstigere Bedingungen dar; die Schalen sind meistentheils wohl erhalten oder es ist mindestens die äussere Form und Sculptur gewahrt. Ein tief greifender Unterschied besteht indessen zwischen den Knollenkalken und den mehr homogenen Ammonitenkalken nicht, beide sind durch die vielfältigsten Uebergänge mit einander untrennbar verknüpft.

Die Mächtigkeit der Knollenkalke dürfte mit Einschluss des Tithons 35 Meter an keiner Stelle übersteigen, meistens ist sie geringer und sehr häufig beträgt sie nicht mehr, wie 6 bis 8 Meter. Von dieser geringen Ziffer entfällt überdies stets die Hälfte, ja selbst die grössere Hälfte auf das Tithon. Auffallend sind die beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen, welchen dieser Schichtcomplex auf geringe Entfernungen unterworfen ist. Man findet hiefür, wie schon Neumayr bemerkt hat, Beispiele in fast jeder grösseren Klippengruppe. Bei der grossen, am linken Ufer der Bialka gelegenen Klippe beträgt die Mächtigkeit der Ammonitenkalke und des Tithons nicht mehr, wie höchstens 8 Meter. Am Westende der 450 Meter langen, am rechten Ufer der Bialka befindlichen Klippe Kremlitza schwillt die Mächtigkeit auf ein Mehrfaches dieses Betrages an, um am Ostende derselben Klippe wieder auf dasselbe Minimalmaass herabzusinken, wie bei der grossen Bialkaklippe (vergl. Taf. V, pag. 608, 611).

Bei der geringen Mächtigkeit und gleichmässigen Beschaffenheit des, mehrere Horizonte umfassenden, rothen Ammonitenkalkes ist eine nähere Gliederung desselben umsomehr mit Schwierigkeiten verbunden, als das Sammeln der Versteinerungen in den anstehenden Schichten nur zu sehr dürftigen Ergebnissen führt. Nur bei äusserst intensiver und vorsichtiger Ausbeutung kann in dieser Richtung ein Resultat erwartet werden. Diesen Anforderungen wurde bisher nur an einem Punkte entsprochen, welcher glücklicher Weise besonders günstige Verhältnisse darbietet, an der durch Neumayr's Arbeiten genau bekannten Stankówka und Babierszówka. Der rothe Ammonitenkalk, der hier eine mehr homogene, wie knollige Structur zeigt, hat sammt dem Tithon eine Mächtigkeit von nur 6 bis 8 Meter. Nichtsdestoweniger konnten darin vier wohlgesonderte Faunen nachgewiesen werden. Der oberste Horizont, das Tithon, nimmt wie gewöhnlich einen beträchtlichen Theil der Gesammt-

mächtigkeit in Anspruch; es besteht aus hellröthlichen, brachiopodenreichen Ammonitenkalken und aus Rogóżniker Muschelbreccie, ist also von den älteren Kalken leicht zu unterscheiden, welche in wenigen Bänken drei getrennte, selbstständige Faunen, und zwar:

1. die Fauna der Acanthicusstufe,
2. die Fauna der Transversariusstufe,
3. eine Kellowayfauna mit vielen Gasteropoden etc.

geliefert haben. Die Kelloway- und die Acanthicusfauna sind in schwer zu unterscheidenden, ziegelrothen Kalken erhalten, die dazwischen liegende Oxfordfauna dagegen hebt sich durch den Erhaltungszustand vorzüglich ab, da die Stücke durchgehends mit einer schwarzen Manganrinde überzogen sind. An den genannten Klippen sind nicht viel mehr Kalkbänke vorhanden als einzelne Faunen und es kann sich unter diesen Umständen leicht der Fall ereignen, dass die Unterseite einer Kalkbank einer tieferen, die Oberseite einer höheren Stufe entspricht.

Aehnliche Verhältnisse, wie an der Stankówka und Babierszówka, darf man wohl mit Sicherheit an vielen anderen Stellen voraussetzen, namentlich überall da, wo der Ammonitenkalk dieselbe gleichmässige Beschaffenheit besitzt, wie an den genannten Klippen.[1])

Für jene Partien hingegen, wo an Stelle der homogenen Kalke solche mit Knollenstructur treten, wurde eine Vermischung der Fossilien der verschiedenen Malmhorizonte angenommen und die Knollenkalke wurden als wiederaufgewühlte Bildungen betrachtet; wie es scheint mit Unrecht. Die Vermischung der Fossilien wurde nicht streng erwiesen, sondern nur aus dem Vorkommen derselben in Schichten von sehr geringer Mächtigkeit vermuthet. Die Verhältnisse der Stankówka zeigen jedoch, dass selbst bei äusserst geringer Mächtigkeit des Ammonitenkalkes die verschiedenen Faunen doch noch selbständige Lager einhalten können. Die Angaben über Vermischung der Versteinerungen im Knollenkalke sind daher mit Vorsicht aufzunehmen und es entfällt damit die Nothwendigkeit, die Knollenkalke, welche mit den homogenen Ammonitenkalken durch die allmäligsten Uebergänge verbunden sind, als wiederaufgewühlte Ablagerungen anzusehen.

Das Tithon ist stets durch grössere Mächtigkeit und eine etwas abweichende, ziemlich vielgestaltige Gesteinsbeschaffenheit ausgezeichnet. Bald ist es in Form von reinen, splitterigen, weissen oder weiss und röthlich geflammten oder rosarothen, schlecht geschichteten, ziemlich massigen Kalken, bald in Form von heller oder röthlicher Brachiopodenbreccie, bald in Form der bekannten Rogóżniker Muschelbreccie, bald in Form von hellrothen und grünlich-grauen Crinoidenbreccien oder von dunkel-

[1]) Es verdient hervorgehoben zu werden, dass die Verhältnisse der Fossilführung dieser Kalke die vollständigsten Analogien mit dem bunten Cephalopodenkalk der nordöstlichen Alpen aufweisen. Dr. Wähner (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886, pag. 169—173, pag. 191) hat daselbst im untersten Lias vier Horizonte nachgewiesen, deren Mächtigkeit ebenfalls eine so minimale ist, dass die beiden Seiten einer Bank verschiedene Faunen führen können. Wähner hat die Unterschiede zwischen der Facies der Adneter Schichten und der bunten Cephalopodenkalke sehr genau erfasst, deren Bedeutung jedoch vielleicht etwas übertrieben. Bei den zahllosen Uebergängen, welche dieselben auf engstem Raume darbieten, scheint es nicht unrichtig, sie von einem höheren Gesichtspunkte aus als *Ammonitico rosso* zusammenzufassen, wie dies von Th. Fuchs (Beilageband II des Neuen Jahrbuches, pag. 558) geschehen ist.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

rothem, schieferigem, dünnschichtigem Crinoidenkalk entwickelt. Sehr häufig liegen mehrere dieser Facies über einander, wie dies z. B. in Czorsztyn besonders deutlich kenntlich ist. Am häufigsten gelangen wohl die hellrothen, brachiopodenreichen Ammonitenkalke zur Ausbildung, am seltensten erscheint die Muschelbreccie von Rogóżnik, welche bisher nur von Rogóżnik und von der Stankówka-Babierszówka bekannt war und von mir in vollständig typischer Form auch an der Kremlitza, etwas weniger typisch in Durstin nachgewiesen wurde. Die Hauptmasse der stets ziemlich fossilreichen Tithonbildungen ist vom Knollenkalk wohl meist leicht zu unterscheiden, doch ist eine scharfe Grenze nicht vorhanden, da nach den paläontologischen Erzfunden die Facies des Knollenkalkes mindestens noch das tiefste Tithon mitumfassen kann. Aus diesem Grunde wurde eine kartographische Abtrennung des Tithons vom Knollenkalke, die übrigens bei der geringen Mächtigkeit der fraglichen Bildungen schon an mechanischen Schwierigkeiten scheitern würde, nicht vorgenommen.

Die älteste Fauna, die in den Knollenkalken vertreten sein kann, die der Klausschichten, ist nur durch den, von Neumayr gemachten Fund von *Stephanoceras Deslongchampsi* angedeutet. Versteinerungen der Kellowaystufe wurden bisher nur an zwei Punkten nachgewiesen. In der untersten rothen Kalkbank der grossen Klippe am Bialka-Ufer fand ich ein, dem Formenkreis des *Macrocephalites macrocephalus* angehöriges Exemplar und eine reiche, von mir in den Jahren 1879 und 1881 beschriebene Fauna hat, wie oben erwähnt, die Klippe Babierszówka geliefert. Der Vollständigkeit halber sei diese Fauna hier wiedergegeben:

Phylloceras mediterraneum Neum.
„ *disputabile Zitt.*
„ *tortisulcatum Orb.*
„ *subobtusum Kud.*
Lytoceras Adeloides Kud.
Perisphinctes curvicosta Opp.
„ *sp. ind.*
„ *n. f. cf. Cottaldi Héb. et Desl.*
„ *n. f. ind.*
Harpoceras punctatum Stahl.
„ *lunula Ziet.*
„ *peninicum Uhl.*
Oekotraustes auritulus Opp.
Haploceras ferrifex Zitt.
Reineckia Greppini Opp.
Stephanoceras n. f. cf. Brongniarti Sow.
(?) Brachytrema acanthicum Uhl.
Discohelix Neumayri Uhl.
Amberleya carpathica Uhl.
Onkospira Zitteli Uhl.
Pseudomelania lineata Sow.
Nerita cf. ovula Buv.
Neritopsis obsoleta Uhl.
„ *Haueri Uhl.*

Chrysostoma Sturi Uhl.
„ *carinatum Uhl.*
„ *intermedium Uhl.*
„ *lateumbilicatum Uhl.*
(?) Vitrinella perampla Uhl.
Trochus (Carinidea) Suessi Uhl.
„ „ *rhombifer Uhl.*
„ *(Tectus) circumspinatus Uhl.*
„ *disputabilis Uhl.*
„ *(Ziziphinus) scopulorum Uhl.*
Pleurotomaria granulata Sow.
„ *f. ind.*
Rimula inaequalicostata Uhl.
„ *texata Uhl.*
Lima semicircularis Goldf.
„ *rupicola Uhl.*
Mytilus n. f. ind.
Inoceramus cf. fuscus Qu.
Gervillia n. f. ind.
Posidonomya alpina Gras.
Isoarca fimbriata Uhl.
„ *subtransversa Uhl.*
Arca perplana Uhl.
Astarte subterminalis Uhl.
Unicardium cf. depressum Phill.
Terebratula curviconcha Opp.
„ *tenuiplicata Uhl.*
Rhynchonella penninica Uhl.
„ *Kaminskii Uhl.*
„ *defluxoides Uhl.*
„ *rectecostata Uhl.*
„ *cf. Etalloni Opp.*
Acanthothyris n. f. cf. subechinata Opp.

Seit 1881 sind wieder neue Materialien von der betreffenden Klippe an die k. k. geol. Reichsanstalt gelangt, unter denen sich neben mehreren schönen, neuen Arten auch die weit verbreitete *Pleurotomaria conoidea Desh.* befindet.

Bei Besprechung dieser Fauna wurde hervorgehoben, dass die nachgewiesenen Ammoniten die Zugehörigkeit zum Kelloway erhärten. Bemerkenswerth ist die grosse Menge eigenthümlicher Arten, welche mit Formen der alpinen Hierlatzschichten eine merkwürdige Aehnlichkeit zeigen, ohne jedoch mit denselben specifisch übereinzustimmen; ein Vorkommen, welches den ausserordentlichen Einfluss der Faciesverhältnisse auf die Zusammensetzung der Faunen in der lebhaftesten Weise illustrirt.

Die nächst jüngere Fauna, welche von M. Neumayr zum Gegenstande einer ausgezeichneten Detailstudie gemacht wurde, gehört dem Oxfordien an. Da die mir vorliegenden Sammlungsmaterialien nicht umfassend genug sind, um die Kenntniss derselben weiter zu fördern, muss ich mich auf eine Wiedergabe des Neumayr'schen Verzeichnisses beschränken. Die Oxfordfauna mit *Peltoc. transversarium* spielt, wie

die Callovienfauna in den Klippen keine grosse Rolle, sie ist, abgesehen von den Vorkommnissen der Knollenkalke, nur von der Stankówka bekannt und besteht aus folgenden Arten:

Belemnites unicanaliculatus Ziet.
„ *Rothi Opp.*
„ *Schloenbachi Neum.*
Rhynchotheutis sp.
Phylloceras plicatum Neum.
„ *Manfredi Opp.*
„ *mediterraneum Neum.*
„ *tortisulcatum Orb.*
Lytoceras n. sp. cf. Adeloides Kud.
Oppelia n. sp. cf. compsa Opp.
„ *tenuiserrata Opp.*
„ *crenocarina Neum.*
„ *Anar Opp.*
Perisphinctes plicatilis Sow.
„ *cf. Martelli Opp.*
„ *sp. ind.*
Peltoceras transversarium Qu.
Simoceras contortum Neum.
Aspidoceras Oegir Opp.
„ *cf. eucyphum Opp.*
„ *Edwardsianum Orb.*
„ *Tietzei Neum.*
„ *sp. ind.*
Pecten penninicus Neum.
Rhabdocidaris cf. nobilis.

Neumayr fügt an die Mittheilung dieser Formen folgende Bemerkungen[1]):

„Es kann kein Zweifel sein, dass wir es hier mit einer reinen Oxfordfauna zu thun haben; die genauere Betrachtung zeigt, dass von 17 Arten, die vermöge ihres Erhaltungszustandes eine genaue Fixirung erlauben, 7 neu oder auf die Localität beschränkt sind, nämlich:

Belemnites Rothi,
„ *Schloenbachi,*
Phylloceras plicatum,
Oppelia crenocarina,
Simoceras contortum,
Aspidoceras Titzei,
Pecten penninicus.

Von den übrigen 10 Formen sind 4 auf die Zone des *Peltoceras transversarium* beschränkt, *Oppelia Anar, tenuiserrata, Peltoceras transversarium* und *Aspidoceras Oegir;* 2 Arten sind der eben genannten Zone und derjenigen des *Amalth. cordatus* gemeinsam, nämlich *Phylloc. Manfredi* und *Aspidoceras Edwardsianum*, die vier letzten endlich, *Belemnites unicanaliculatus, Phylloceras mediterraneum* und *tortisulcatum* und *Perisphinctes plicatilis* besitzen eine noch grössere Verticalverbreitung. Ich glaube, dass die Parallelisirung dieser Fauna mit der-

[1]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. 1871, XXI, pag. 357.

jenigen der mitteleuropäischen Zone des *Peltoceras transversarium* durchaus gerechtfertigt erscheint."

Ausser der Stankówka haben im pieninischen Klippenzuge nach Neumayr nur zwei Localitäten, Javorki und Czorsztyn, Oxfordfossilien geliefert, und zwar:

Perisphinctes Schilli Opp. Javorki.
Aspidoceras Oegir Opp. Javorki, Czorsztyn.
„ *Edwardsianum Orb.* Javorki.

Im Waagthale kennt man die Transversariuszone nur von Bezdedo bei Puchó (Puchow), von wo nach Neumayr folgende Fossilien vorliegen:

Perisphinctes Schilli Opp.
„ *plicatilis Sow.*
Peltoceras transversarium Qu.
Aspidoceras Oegir Opp.

Weitaus grössere Bedeutung darf die nächst jüngere Fauna der Ammonitenkalke, die Kimmeridgefauna der Acanthicusstufe, in Anspruch nehmen. Formen, welche dieser Stufe angehören, sind im rothen Knollenkalk ausserordentlich verbreitet, doch findet man, wenn man nicht eine systematische Ausbeutung vornimmt, zumeist nur jene Typen, die den Acanthicusschichten und dem Tithon gemeinsam und daher für die Vertretung der einen oder der anderen Stufe nicht entscheidend sind. Etwas seltener sind bezeichnende Formen, wie *Aspid. acanthicum*, doch kommt gerade diese Art häufig genug vor, um die grössere Verbreitung der Kimmeridgefauna im Verhältniss zu den Faunen der tieferen Horizonte zu erweisen.

Da die Trennung jener Arten des Knollenkalkes, welche der Acanthicusstufe zuzuschreiben sind, von den tithonischen äusserst schwierig durchzuführen ist, war die Fauna dieser Stufe in den pieninischen Klippen nur sehr ungenügend bekannt. Von der Stankówka konnte Neumayr aus den ziegelrothen Kalken zwischen dem Oxfordien und dem Tithon eine Anzahl von Formen namhaft machen, welche wenigstens zum Theil mit Bestimmtheit das Lager des *Aspidoceras acanthicum* theilen, und zwar:

Phylloceras silesiacum Opp.
Lytoceras quadrisulcatum Orb.
„ *sp.*
Oppelia compsa Opp.
„ *trachynota Opp.*
Simoceras teres Neum.
„ *Benianum Cat.*
Perisphinctes sp. ind.
Aspidoceras Rüpellense Orb.
„ *cyclotum Opp.*
„ *acanthicum Opp.*
Terebratula diphya Col.
„ *sima Zeuschn.*
„ *Bouéi Zeuschn.*

Nach dem Material der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt ist diese Liste durch folgende Formen zu erweitern:

Duvalia sp. ind.
Phylloceras plicatum Neum.
„ *serum Opp.*
„ *saxonicum Neum.*
„ *isotypum Ben.*
„ *Loryi Mun.-Chalm.*
Lytoceras montanum Opp.
Haploceras Staszyci Zeuschn.
Aspidoceras longispinum Sow.
Oppelia Fallauxi Opp.
Waagenia cf. pressula Neum.
Simoceras cf. volanense Opp.
Perisphinctes geron
„ *sp. ind.*

Es lässt sich nicht verkennen, dass diese Liste eine nicht unbeträchtliche Anzahl von Formen enthält, welche im Tithon vorzukommen pflegen, weshalb auch M. Neumayr diese Fauna in ein etwas höheres Niveau, in das seiner Zone der *Waagenia Beckeri*, versetzt.[1]) Dieses Verfahren dürfte den thatsächlichen Verhältnissen vielleicht nicht ganz entsprechen. Der petrographische Uebergang von den Acanthicusschichten in das Tithon ist ein ganz allmäliger und wir haben alle Ursache anzunehmen, dass dies auch in faunistischer Hinsicht der Fall ist. Es dürfte daher richtiger sein, anzunehmen, dass ein Theil der aufgezählten Formen aus der, das Tithon unmittelbar unterlagernden Bank, ein anderer aus einer tiefer liegenden Schichte stammt. Zur genauen Feststellung dieses Verhältnisses würden noch präcisere Aufsammlungen nothwendig sein, als sie an der Stankówka vorgenommen wurden.

Von um so grösserer Bedeutung ist unter diesen Umständen für die Kenntniss der Acanthicusfauna der Pieninen die kleine, kaum 3 Meter lange Klippe Janikówka, an welcher in einer nur 1·5 Meter mächtigen, homogenen, schwach knolligen Kalkmasse von röthlichgelber Farbe folgende Formen gewonnen werden konnten, welche offenbar eine einheitliche, ausschliesslich dem Acanthicushorizont angehörige Fauna bilden:

Belemnites Pilleti Pict. s.[2])
„ *Conradi Kilian* z. h.
Nautilus franconicus Opp. s.
„ *cf. Moreausus Orb.* s.
Phylloceras saxonicum Neum. h.
„ *isotypum Ben.* s. h.
„ *polyolcum Ben.* s. h.
„ *Kochi Opp.* h.
„ *Loryi Mun.-Chal.* h.
Lytoceras quadrisulcatum Orb. s. h.

[1]) Fauna der Acanthicusschichten. Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. V, pag. 220.
[2]) s. = selten, h. = häufig, z. h. = ziemlich häufig, s. h. = sehr häufig.

Lytoceras montanum Opp. s.
„ *cf. sutile Opp.* s.
„ *cf. Liebigi Opp.* s.
„ *cf. immane Opp.* s.
„ *cf. Orsinii Gemm.* s.
Oppelia nobilis Neum. h.
„ *pugilis Neum.* (Uebergang zu *Opp. compsa).* s.
„ *compsa Opp.* h.
„ *Holbeini Opp.* s.
„ *Darwini Neum.* s.
„ *cf. Karreri Neum.* s.
Perisphinctes geron Zitt. s.
„ *cf. Achilles Orb.* s.
„ *Roubyanus Font.* s. h.
„ *colubrinus Rein.* s.
„ *aff. crusoliensis Font.* s.
„ *cf. Wittei Opp.* s.
„ *metamorphus Neum.* z. h.
„ *polyplocus aut. (effrenatus Font.)* s.
„ *selectus Neum.* s.
„ *cf. fasciferus Neum.* s.
„ *involutus Qu.* s.
„ *Balderus Opp.* s.
„ *n. sp.*, Gruppe des *Balderus.*
„ *n. sp.*, Gruppe des *Balderus.*
„ *divers. sp. indet.*
Simoceras aff. teres Neum. s.
Peltoceras Berrense Favre s.
Aspidoceras liparum Opp. s. h.
„ *Deaki Herb.* s.
„ *circumspinosum Qu.* s.
„ *acanthicum Opp.* h.
„ *altenense Orb.* s.
„ *bispinosum Ziet.* z. h.
„ *longispinum Sow.* z. h.
„ *binodum Opp.* h.
„ *microplum Opp.* s.
„ *Rüpellense Orb.* s.
„ *n sp. aff. Rüpellense Orb.* s.
„ *Uhlandi Opp.* s.
„ *sp. ind.* s.
Waagenia pressula Neum.
Inoceramus sp.
Neaera sp.

Die vorliegende Fauna reiht sich hinsichtlich der Formenmenge den reichsten alpin-karpathischen Faunen dieses Horizontes würdig an. Vergleicht man dieselbe mit der vorher aufgezählten Acanthicusfauna der Stankówka, so zeigt es sich, dass nur 12 Arten gemeinsam sind, und zwar, abgesehen von den indifferenten Phylloceren und Lytoceren, hauptsächlich solche, deren Hauptentwicklung ausschliesslich oder vor-

wiegend der Acanthicusstufe angehört, wie *Aspidoc. Rüpellense, acanthicum*, *Simoc. teres*, *Waagenia pressula*. Während die Fauna der Stankówka daneben eine Anzahl von Tithonformen führt, umfasst die Fauna der Janikówka neben unmaassgeblichen, indifferenten Typen von weiter Verticalverbreitung ausschliesslich Arten, die dem Acanthicus- oder Tenuilobatushorizont eigenthümlich sind.

Die starke Vertretung der Gattungen *Oppelia*, *Aspidoceras* und *Perisphinctes* hat die vorliegende Fauna mit allen Mediterranfaunen desselben Horizontes gemeinsam. Auffallend schwach ist dagegen die Entwicklung der Gattungen *Simoceras* und *Waagenia*, die nur durch je eine Art in je einem Exemplare angedeutet sind. Unter den Typen, die in paläontologischer und faunistischer Beziehung Beachtung verdienen, ist *Peltoceras Berrense* zu nennen, eine Form, welche mit *P. bimammatum* nahe verwandt ist und von E. Favre aus dem Oxfordien der Freiburger Alpen beschrieben wurde. Ferner ist in dieser Hinsicht *Perisph. involutus Qu.* und namentlich die Gruppe des *Perisph. Balderus Opp.* hervorzuheben. Diese beiden Faunenelemente gehören nicht zu den gewöhnlichen Perisphincten, sondern stellen ziemlich stark abweichende Typen dar. Das Exemplar, das als *P. involutus* bestimmt wurde, stimmt mit Quenstedt's Originalabbildung nicht vollständig überein, ist aber durchaus identisch mit jener Form, welche P. de Loriol unter dem angezogenen Namen aus den Badener Schichten beschrieben hat.

Die noch wenig gewürdigte Gruppe des *P. Balderus Opp.* ist aus dem Mediterrangebiete bisher nur durch *Perisph. hospes Neum.* bekannt, eine Form, die sich von *P. Balderus* durch etwas grössere Nabelweite unterscheidet. Die Fauna der Janikówka enthält ausser dem typischen *P. Balderus*, welcher mit den von Oppel und P. de Loriol gegebenen Abbildungen aus den Badener Schichten der Schweiz vollkommen übereinstimmt, noch mindestens zwei Arten dieser Gruppe, von denen sich eine schon sehr stark an die, an der Grenze von Jura und Kreide so mächtig entwickelten Hopliten der Gruppe des *H. Calisto, privasensis, eudichotomus* etc. annähert und beweist, dass die Wurzel dieser letzteren Formen in der Balderusgruppe zu suchen ist.

Das Tithon der pieninischen Zone ist, wie bekannt, durch seinen ausserordentlichen Reichthum an wohl erhaltenen Fossilien ausgezeichnet. v. Zittel's mustergiltige Bearbeitung der pieninischen Tithonfauna beruht hauptsächlich auf Stücken aus der Cephalopodenbreccie von Rogóżnik, von der Stankówka und aus den Brachiopodenkalken von Czorstyn. Neumayr hat bereits eine Anzahl von Fundpunkten hinzugefügt und die vorliegende Untersuchung hat gezeigt, dass sich die Zahl derselben noch sehr stark, man könnte fast sagen beliebig vermehren liesse, wenn man genügend Zeit und Mühe auf die paläontologische Ausbeutung der Klippen verwenden wollte. Da eine derartige Arbeit nicht im Sinne meiner Hauptaufgabe gelegen war, habe ich der Fossilführung dieses Horizontes nur gelegentlich Aufmerksamkeit zugewendet und bin daher nicht in der Lage, die von v. Zittel und Neumayr gegebene Darstellung der pieninischen Tithonfauna sehr wesentlich zu erweitern. Es geschieht daher nur der gleichmässigen Behandlung des Stoffes halber, wenn ich im Nachfolgenden diese

Tithonfauna nochmals aufzähle; dieselbe enthält nur wenige Arten, welche v. Zittel und Neumayr nicht bekannt waren.

Lepidotus maximus Wagn. R. [1])
Sphenodus impressus Zitt. R., Homolovačko.
Belemnites Zeuschneri Opp. R.
„ *Conradi Kilian (cf. semisulcatus Zitt.)* R.
Aptychus punctatus Voltz. R.
„ *Beyrichi Opp.* Maruszyna, Czorsztyn, Durstin, Białawoda, Pálocsa u. s. w.
Phylloceras ptychoicum Qu. R., St., Laurenzowa, Kremlitza, Palocsa, Homolovačko.
„ *silesiacum Opp.* R., St., Białawoda, Palocsa.
„ *Kochi Opp.* R., St.
„ *serum Opp.* R.
„ *ptychostoma Ben.* R.
Lytoceras quadrisulcatum Orb. R., St., Kremlitza, Homolovačko, Pálocsa.
„ *montanum Opp.* R., St., Homolovačko (?), Pálocsa.
„ *sutile Opp.* R.
Haploceras Staszyci Zeusch. R., St., Kremlitza, Durstin.
„ *elimatum Opp.* R., St.
„ *verruciferum Men.* R., Kremlitza, St.
„ *rhinotomum Zitt.* R.
„ *carachtheis Zeusch.* R., St., Kremlitza.
„ *tomephorum Zitt.* R., St.
„ *rasile Opp.* R., St.
Oppelia semiformis Opp. R., St.
„ *Fallauxi Opp.* R., St., Kremlitza.
„ *Gemmellaroi Zitt.* R., St.
„ *mundula Opp.* R.
„ *domoplicata Zitt.* R.
„ *microps Opp.* R.
„ *psilosoma Opp.* R.
„ *collegialis Opp.* R.
„ *asema Opp.* R., St.
„ *folgariaca Opp.* R.
„ *lithographica Opp.* R.
„ *cf. Häberleini Opp.* R.
„ *cf. tenuilobata Opp.* R.
„ *cf. Schmidlini Mösch.* St.
Aspidoceras Rogoznicense Zeusch. R., St.
„ *cyclotum Opp.* R., St., Kremlitza, Durstin.
„ *avellanum Zitt.* R.
„ *Zeuschneri Zitt.* R.

[1]) Die Abkürzung R. bedeutet Rogóżnik, St. = Stankówka.
[2]) Diese und die folgende Art wurde von v. Zittel irrthümlich bei der Gattung *Modiola* eingereiht. Wie mehrere, gut erhaltene Exemplare aus der Sammlung der geol. Reichsanstalt zeigen, besitzt *I. Lorioli* ein deutliches, scharf abgesetztes Schlossfeld und gehört zu einer im mediterranen Jura sehr verbreiteten Gruppe, die man zu *Isoarca* zu stellen pflegt, die aber wohl eine eigene Untergattung bilden dürfte.

Simoceras Volanense Opp. R.
Cosmoceras Catulloi Zitt. R.
„ *simum Opp.* R.
„ *adversum Opp.* R.
„ *subpretiosum Uhl.* R.
Perisphinctes colubrinus Rein. R., St.
„ *Richteri Opp.* R., St., Kremlitza, Homolovačko.
„ *contiguus Cat.* R., St., Homolovačko.
„ *geron Zitt.* R., St., Kremlitza, Homolovačko.
Hoplites cf. Calisto Orb. R.
„ *cf. occitanicus Pict.* R.
„ *microcanthus Opp.* St.
Ancyloceras Gümbeli Opp. R.
„ *gracile Opp.* R.
Baculites n. sp. ind. St.
Pleurotomaria rupicola Zitt. R.
Spinigera tatrica Zitt. R.
Helcion tithonium Zitt. R.
Trochus (Carinidea) rhombifer Uhl. R.
Neaera Picteti Zitt. R., Czorsztyn.
Isoarca Lorioli Zitt. (Modiola Lorioli) R., St.[2])
„ *punctato-striata Zitt.* R.
Aucella emigrata Zitt. R.
Lima paradoxa Zitt. R.
Pecten cinguliferus Zitt. R., St.
„ *Rogoznicensis Zitt.* R.
„ *cf. subspinosus Schloth.* Białawoda.
Placunopsis tatrica Zitt. R., St., Białawoda.
Ostrea sp. R.
Terebratula diphya Col. R., St., Czorsztyn, Falstin, Durstin, Cislova skala, Kremlitza, Homolovačko, Białawoda, Hajtuwka.
„ *sima Zeusch.* R., St., Kiow, Białawoda.
„ *discisa Zitt.* Czorsztyn, Białawoda, Falstin.
„ *rupicola Zitt.* R.
„ *planulata Zeusch.* R., Czorsztyn.
„ *carpathica Zitt.* Białawoda.
„ *Bouéi Zeusch.* R., St., Maruszyna, Kremlitza, Durstin, Falstin, Czorsztyn, Białawoda, Homolovačko, Hajtuwka.
Mac Andrewia pinguicula Zitt. Czorsztyn, Białawoda, Falstin.
„ „ *fraudulosa* R., Czorsztyn.
Megerlea Wahlenbergi Zeusch. R., St., Maruszyna, Durstin, Białawoda, Czorsztyn, Falstin.
„ *tatrica Zitt.* Czorsztyn, Białawoda, Falstin.
„ *ambitiosa Suess.* Czorsztyn.
Rhynchonella Suessi Zitt. Białawoda.
„ *trilobata Ziet.* Białawoda.
„ *atropha Zitt.* R.
„ *Zeuschneri Zitt.* R., St., Czorsztyn.

Rhynchonella Hoheneggeri Suess. R., Białawoda, Czorsztyn, Falstin.
„ *tatrica Zeusch.* R.
„ *Agassizi Zeusch.* R., St., Czorsztyn, Białawoda, Falstin.
„ *capillata Zitt.* R., Czorsztyn, Białawoda, Falstin.
„ *Hausmanni Zeusch.* Babierszówka.
Metaporhinus convexus Cott. R., St.
Collyrites friburgensis Oost. R.
„ *Verneuili Cott.* R., St.
Rhabdocidaris cf. nobilis Mü. R.
Pseudodiadema sp. R.
Balanocrinus subteres Mü. Czorsztyn, R., Białawoda, Laurenzowa.
Eugeniacrinus armatus Zitt. R.
Phyllocrinus patellaeformis Zitt. R.
Trochocyathus truncatus Zitt. R.
Cariophyllia primaeva Zitt. R.

Von diesen Arten sind nur

Oppelia cf. Schmidlini Mösch.
Cosmoceras subpretiosum Uhl.
Hoplites microcanthus Opp.
Baculites sp. n.
Trochus (Carinidea) rhombifer Uhl.

in dem, von v. Zittel und Neumayr gegebenen Verzeichnisse nicht enthalten. *Oppelia cf. Schmidlini* unterscheidet sich vom typischen Vorkommen der Tenuilobatenschichten vom Randen und von Crussol durch etwas stärker ausgeprägte Hauptrippen und dürfte vielleicht davon specifisch zu trennen sein. *Cosmoceras subpretiosum* wurde von mir im Jahre 1878 beschrieben; es schliesst sich den spärlichen Vertretern der Gattung *Cosmoceras* im Tithon an und scheint einen Vorläufer des untercretacischen *C. pretiosum* zu bilden. In *Baculites n. sp.* ist eine wichtige und paläontologisch interessante Art zu erkennen, die aber leider nur in einem einzigen Bruchstück vorhanden ist. *Trochus rhombifer* liegt in einem Exemplar aus der Cephalopodenbreccie von Rogóżnik vor, welches von den Originalvorkommnissen der Kellowaystufe der Babierszówka specifisch nicht verschieden ist.

Die bemerkenswertheste unter diesen Formen ist unstreitig *Hoplites microcanthus Opp.* Das betreffende, ziemlich kleine, aber gut erhaltene Exemplar liegt in einem hellröthlichen, subkrystallinischen Kalk mit einzelnen Crinoidenstielgliedern. Die Bestimmung rührt von M. Neumayr her, welcher dieses Vorkommens in seiner oft citirten Arbeit (pag. 500) nur flüchtig gedenkt, da ihm der genaue Fundort nicht bekannt war.[1]) Nach Angabe des Sammlers, Herrn L. v. Kaminski, welcher in den letzten Jahren seiner erspriesslichen Thätigkeit tithonische Fossilien nur in Rogóżnik und an der Stankówka gesammelt hat, stammt dasselbe

[1]) Auch v. Zittel erwähnt diese Art von Maruszyna. Cephalopoden der Stramberger Schichten, pag. 91.

höchstwahrscheinlich vom letzteren Fundorte. Die Zahl derjenigen Arten des Rogóżniker Tithons, welche als specifisch obertithonisch betrachtet werden müssen, im tieferen Tithon im Allgemeinen nicht vorkommen, dagegen zu den bezeichnendsten Typen der Stramberger Stufe gehören und in die tiefste Kreide übergreifen, erhöht sich durch dieses Vorkommen auf drei. Zwei davon, *Hoplites cf. occitanicus Pict.* und *H. cf. Calisto Orb.* unterscheiden sich zwar nach v. Zittel's Angabe [1]) durch untergeordnete Merkmale vom Typus dieser Arten, allein die Differenzen sind sehr gering und es beweisen diese Stücke, wie v. Zittel zutreffend bemerkt, zum mindesten, „dass die im Stramberger Kalk so entwickelten Perisphincten (Hopliten) mit breiter, glatter Ventralfläche auch im oberen Klippenkalk nicht gänzlich fehlen".

Etwas reichlicher ist die Vertretung obertithonischer Arten an zwei Klippen des Saroser Abschnittes in Kiow und Palocsa, über welche ich selbst keine Beobachtungen anzustellen Gelegenheit gehabt habe. Ich verweise deshalb auf die Mittheilungen von F. v. Hauer [2]), E. von Mojsisovics [3]), H. Höfer [4]), M. Neumayr. [5]) Die obertithonischen Formen erscheinen daselbst in einem weissgrauen Kalk mit zahlreichen Kalkspathadern, welcher bei Kiow die Crinoidenbreccie mit *T. sima* des Rogóżniker Niveaus unmittelbar überlagert. Von Kiow wurden nach Neumayr

Lytoceras quadrisulcatum Orb.
„ *sp. ind.*
Phylloceras serum Opp.
„ *ptychoicum Qu.*
„ *silesiacum Opp.*
„ *Kochi Opp.*
„ *ptychostoma Ben.*
Haploceras elimatum Opp.
„ *carachtheis Zeusch.*
„ *tithonium Opp.*
Oppelia zonaria Opp.
Perisphinctes transitorius Opp.
„ *(?) scruposus Opp.*
Hoplites microcanthus Opp.
„ *cf. occitanicus Pict.*
Terebratula diphya Col.
„ *sima Zeusch.*
„ *Bouéi Zeusch.*
Megerlea Wahlenbergi Zeusch.

von Palocsa:

Oppelia zonaria Opp.
Perisphinctes (?) scruposus Opp.
Hoplites cf. occitanicus Pict.

[1]) Fauna des älteren Tithons, pag. 232.
[2]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. 1850, pag. 412.
[3]) Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1867, pag. 255.
[4]) Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1868, pag. 249.
[5]) l. c. pag. 480 und 500.

nachgewiesen und es wurde auf Grund dessen mit Recht die Parallelisirung mit dem Horizonte von Stramberg angenommen, da die Zahl der specifisch obertithonischen Formen eine auffallend grosse ist *(Oppelia zonaria, P. scruposus, transitorius, H. cf. occitanicus, microcanthus)*. Wenn jedoch bemerkt wurde, dass auch das Gestein von Kiow und Palocsa dem Stramberger Kalk sehr ähnlich ist, so kann ich dies nach den vorliegenden Sammlungsexemplaren nicht bestätigen; ich finde dagegen, dass die hellröthlichen Kalke dieser Localitäten von den gewöhnlichen Tithonkalken des ganzen pieninischen Klippenstriches nicht verschieden sind.

Da nun auch in Rogóżnik und an der Stankówka (Maruszyna) drei dieser obertithonischen Arten nachgewiesen wurden, scheint mir der Annahme einige Wahrscheinlichkeit innezuwohnen, dass der obere Tithonhorizont in den Pieninen eine weitere Verbreitung besitzt, als bisher angenommen wurde, dass der oberste Theil des pieninischen Tithons vielleicht ganz allgemein schon dem Stramberger Niveau angehört. Die Mächtigkeit des Tithons ist an allen Punkten der Pieninen verhältnissmässig sehr gross, und vielerorts grösser, wie gerade in Kiow und Palocsa. Es wäre daher sehr auffallend, wenn dieser Horizont thatsächlich nur in den zwei genannten Oertlichkeiten zur Ausbildung gelangt wäre. Dass die paläontologischen Nachweise hiefür so dürftig sind, dürfte theilweise dem Umstande zuzuschreiben sein, dass die obersten Tithonlagen an vielen Stellen die Form von dunkelrothen, dünnschichtigen Crinoidenkalken und rothen, von vielen Spathadern durchzogenen Kalken annehmen, welche sehr arm an Versteinerungen sind.

Der Vollständigkeit halber füge ich noch ein Verzeichniss der Versteinerungen des eigentlichen Knollenkalkes hier bei, welches der Hauptsache nach eine Copie der von Neumayr gegebenen Liste bildet (l. c. pag. 493). Es sind nur wenige Formen, die in Folge der von Kaminski vorgenommenen neueren Aufsammlungen in der Umgebung von Neumarkt hinzugekommen sind. Die einzelnen Arten erscheinen ohne Rücksicht auf das nähere geologische Niveau aufgezählt.

Sphenodus cf. impressus Zitt. Jarembina.
Belemnites sp. ind. Ziemlich verbreitet.
Nautilus cyclotus Opp. Häufig bei Jarembina.
„ *cf. giganteus Orb.* Ein Exemplar von Uj-Béla.
Phylloceras Kochi? oder *Ph. Benacense.* Schlecht erhaltene Steinkerne, sehr verbreitet.
„ *silesiacum Opp.?* Schlecht erhalten, nicht sicher bestimmbar, sehr häufig.
„ *polyolcum Ben.* Maruszyna, Stare Bystre, in schlechten Exemplaren sehr verbreitet.
„ *mediterraneum Neum.* Maruszyna.
„ *serum Opp.* oder *saxonicum Neum.?* Schlecht erhalten, Czorsztyn.
„ *ptychoicum Qu.* Selten in Zaskale und Czorsztyn.
„ *ptychostoma Ben.* Czorsztyn.
„ *tortisulcatum* und *Loryi.* Jaworki, Czorsztyn, Szafflary.

Lytoceras quadrisulcatum Orb. Allgemein verbreitet.
„ *montanum Opp.* Maruszyna.
„ *sutile Opp.* Stare Bystre.
Haploceras Staszyci Zeusch. Czorsztyn, Zaskale, Maruszyna.
„ *verruciferum Men. (?)* Stare Bystre.
Oppelia trachynota Opp. Czorsztyn, selten.
„ *compsa Opp.* Stare Bystre, Maruszyna, ziemlich verbreitet.
„ *Holbeini Opp.* Czorsztyn.
„ *Waageni Zitt.* Czorsztyn.
Aspidoceras cyclotum. Opp. Selten.
„ *longispinum Sow.* Maruszyna, Stare Bystre.
„ *acanthicum Opp.* Ziemlich häufig und verbreitet.
„ *microplum Opp.* Maruszyna.
„ *binodum Opp.* Stare Bystre.
„ *Oegir Opp.* Czorsztyn, Jaworki, selten.
„ *Edwardsianum Orb.* Jaworki, in einem Exemplar.
„ *acanthomphalum Zitt.* Czorsztyn, Zaskale, selten.
Waagenia cf. pressula Neum. Maruszyna (Strama).
Stephanoceras Deslongchampsi Orb. Ein Exemplar von Folvark.
Macrocephalites macrocephalus Schl. Ein Exemplar von Uj-Béla.
Perisphinctes Schilli Opp. Jaworki, sehr selten.
„ *contiguus Cat.* Verbreitet.
„ *cf. Albertinus Cat.* Maruszyna.
„ *geron Zitt.* Stare Bystre.
„ *colubrinus Rein.* Stare Bystre.
Simoceras catrianum Zitt. Stare Bystre, selten.
„ *Volanense Opp.* Czorsztyn, selten.
Pleurotomaria sp. Jarembina.
Neaera cf. Lorioli Neum. Maruszyna.
Terebratula diphya Col. Verbreitet.
„ *sima Zeusch.* Zaskale.
„ *Bouéi Zeusch.* Selten.

Stratigraphie der Hornsteinkalkfacies.

Die einförmigen, mächtigen, eine ganze Reihe von jurassischen Horizonten umfassenden Hornsteinkalke stellen dem Versuche, eine detaillirte Gliederung derselben durchzuführen, fast unüberwindliche Schwierigkeiten entgegen. Es wurde bisher angenommen, dass die grauen Hornsteinkalke, welche in langgestreckten Zügen die Klippenreihen der versteinerungsreichen Facies im Süden begleiten, die ganze Juraformation vertreten, wenngleich paläontologische Beweise nur für das Vorhandensein des obersten Jura vorhanden waren. Diese Annahme bedarf theilweise einer Erweiterung, theilweise einer Einschränkung.

1. Posidonienschiefer.

Der erste Schritt zur Gliederung der Bildungen der Hornsteinkalkfacies wurde durch angebahnt, dass im Verbande derselben

graue bis schwärzliche, von breiten, geraden Spathadern durchzogene Schiefer und kieselige Fleckenkalke nachgewiesen werden konnten, welche sehr häufig überreich sind an Posidonomyen und daher als Posidonienschiefer bezeichnet wurden. Die petrographische Beschaffenheit dieser Schichten, die bald mehr plattig, bald schieferig entwickelt sind, ist eine sehr gleichbleibende; einmal erfasst, erkennt man dieselben an allen Orten leicht wieder.

Die betreffenden Gesteine haben meist einen erdigen, unebenen Bruch und zeigen die bekannten dunkelgrauen oder schwärzlichen Flecken in typischer Ausbildung. Im Verbande dieser Schichten nehmen einzelne Lagen oder Schichtmassen eine bald mehr kieselige, bald mehr kalkig-kieselige Beschaffenheit an. Abänderungen der ersteren Art zeigen Uebergänge in Hornstein und Aptychenschiefer und sind dadurch kenntlich, dass sie durch die Verwitterung in scharfkantige, prismatische oder griffelige Stücke zerfallen; Abänderungen der letzteren Art gehen ohne scharfe Grenze in den gewöhnlichen, grauen Hornsteinkalk über. Wenn auch die Abtrennung dieser Posidonienschichten von der Hauptmasse der so bezeichnenden grauen Hornsteinkalke keinen Schwierigkeiten unterliegt und oft durch augenfällige Unterschiede erleichtert wird, so giebt es doch wieder Stellen, wo diese Scheidung sehr schwierig, ja fast unmöglich wird, und in allen Fällen ist die Grenze keine scharfe.

Eine noch grössere Aehnlichkeit, wie mit den grauen Hornsteinkalken, verbindet die Posidonienschichten mit den Opalinus-Fleckenmergeln und mit den kieseligen Fleckenkalken des Mittellias von Stare Bystre. Besonders die letzteren sind absolut ununterscheidbar von gewissen kieselig-kalkigen Lagen der Posidonienschichten und auch die Opalinus-Fleckenmergel sind der Hauptsache nach damit fast identisch, wenngleich gewisse geringfügige Unterschiede doch stets vorhanden sind. Die dem Klippenstriche der versteinerungsreichen Facies angehörigen Opalinus-Mergelschiefer sind in ihrer Beschaffenheit gleichmässiger, etwas kalkreicher, heller gefärbt und enthalten stets zahlreiche Ammoniten, namentlich *Harpoceras opalinum* und andere verwandte Falciferen, was von den Posidonienschiefern nicht behauptet werden kann. Die grauen Hornsteinkalke des Malm, die Posidonienschiefer, die Opalinusfleckenmergel und die Liasfleckenkalke gehören eben einem und demselben Facieskreise an und können daher petrographisch nicht streng unterschieden werden.

Die Mächtigkeit der Posidonienschichten konnte nicht genau ermittelt werden, und zwar in Folge der bisweilen, namentlich bei stark schieferiger Ausbildung, ziemlich beträchtlichen Secundärfaltung und der leider oft unklaren Lagerungsverhältnisse. Als untere Grenze darf man wohl den Betrag von 50 Meter annehmen, in den meisten Fällen dürfte jedoch die Mächtigkeit ansehnlich grösser sein und unter allen Umständen ist sie viel grösser, wie die der Opalinus-Fleckenmergel.

Die Versteinerungen, nach denen diese Schichten benannt wurden, kommen, wie dies ja stets der Fall ist, meist nur in gewissen Lagen, in diesen aber so stark angehäuft vor, dass sie die ganzen Schichtflächen dicht bedecken. Wo immer diese Schichten entwickelt und in etwas grösserer Ausdehnung aufgeschlossen sind, gelingt es mit leichter

Mühe, Posidonienbänke aufzufinden und häufig genügen schon minimale Aufschlüsse, wie sie an Wegen oder selbst in Feldern vorkommen, um die bezeichnenden Versteinerungen nachzuweisen. Sie wurden denn auch an zahlreichen Punkten, sowohl im Neumarkter, wie auch im Czorsztyner und Szczawnic-Jarembiner Abschnitte aufgefunden (Podgrapi zwischen Maruszyna und Stare Bystre, Zor [oder Zdiar], Maruszyna, Laps [an vielen Punkten], Falstin [an vielen Stellen], Durstin, Nedetz, Czorsztyn, Haluszawa, Tylka, Sromowce wyżnie, Nordseite des Kronenberges, Ričkabach [Kamionka]. Ausser Posidonien kommen auch an mehreren Punkten Ammoniten (Schloss Lublau, Spitzenhübel, Durstin, Laps, Flacki, Czorsztyn) vor, jedoch stets in so fragmentären und schlecht erhaltenen Stücken, dass eine Bestimmung leider nicht möglich war. Man ist daher für die geologische Altersbestimmung lediglich auf die Posidonomyen angewiesen, welche sich als zu *Posidonomya alpina Gras.* gehörig erkennen lassen. Die Exemplare sind, wenn vollständig erhalten, in der Diagonale bis zu 30 Millimeter gross, stimmen jedoch in jeder Hinsicht so vortrefflich mit der genannten Art überein, dass sie unbedenklich identificirt werden können. W. Kilian[1]) hat die Synonymie und die Verticalverbreitung dieser, für die mediterranen Jurabildungen so wichtigen und bezeichnenden Art vor Kurzem genau festgestellt und gezeigt, dass *Posidonomya alpina* (identisch mit *P. opalina Qu., P. Parkinsoni Qu., P. ornati Qu., P. calloviensis Opp., P. Buchi Steinm. p. p.)* in allen Horizonten von den Opalinusschichten bis an die obere Grenze der Kellowaystufe, ja bis in die Oxfordstufe (nach Nicolis) verbreitet ist.

Hieraus ergeben sich für das geologische Alter der pieninischen Posidonienschichten sehr weite Grenzen. Mit Bestimmtheit kann man nur behaupten, dass diese Schichten dem Dogger angehören und jedenfalls geologisch älter sind, wie die grauen Hornsteinkalke mit oberjurassischen Aptychen. Bemerkenswerth ist der Umstand, dass die *Posidonomya alpina* auch in den Opalinus- und den Murchisonaeschichten der versteinerungsreichen Facies nicht selten ist. Dieses gemeinsame Vorkommen legt die Vermuthung sehr nahe, dass die Posidonienschichten mindestens in einem Theile den Opalinus- und Murchisonaeschichten entsprechen, mit denen sie ja auch lithologisch innig verknüpft sind. Die viel grössere Mächtigkeit der Posidonienschichten macht es dagegen sehr wahrscheinlich, dass dieselben auch noch eine Reihe höherer Doggerhorizonte, etwa bis zu den Klausschichten, umfassen. Es muss ferner bei dem Umstande, dass die mittelliassischen Fleckenkalke von Stare Bystre petrographisch mit gewissen Lagen der Posidonienschichten identisch sind, die Möglichkeit im Auge behalten werden, dass diese Schichten in ihrer tiefsten Partie selbst in den Lias hinabgreifen.

Aus diesen Gründen mussten die Posidonienschichten von den Opalinusschichten getrennt und auch kartographisch selbstständig ausgeschieden werden.

Der Nachweis der Posidonienschiefer im Bereiche der Hornsteinkalkfacies ist in dreifacher Beziehung von grosser Bedeutung. Es wurde

---

[1]) Mission d'Andalousie (Mémoires présentés par divers savants à l'Académie des Sciences de l'Institut de France. Paris 1888, Tome XXX), pag. 621.

dadurch, wie schon erwähnt, der Anfang zur Gliederung der so einförmigen Bildungen der Hornsteinkalkfacies gemacht und die Verticalverbreitung der grauen Fleckenkalke und Hornsteinkalke, die man bisher als Vertreter des ganzen Jura aufgefasst hat, sehr wesentlich auf den oberen Theil dieser Formation eingeschränkt. Wie die vorliegenden geologischen Karten lehren, wurden diese Schichten bisher zum kleineren Theile mit den Hornsteinkalken, zum grösseren mit der Klippenhülle vereinigt Die Masse der klippenbildenden Gesteine wurde daher durch die richtige Deutung dieser Schichten bedeutend vermehrt. Es hat sich gezeigt, dass namentlich im Czorsztyner Abschnitte eine grosse Anzahl von kleineren Hornsteinkalkvorkommnissen, die bisher als isolirte Klippen erschienen, durch Posidonienschichten mit einander verbunden sind. An Stelle zahlreicher, kleinerer Klippen zeigt nun die geologische Karte einige wenige, zwar ziemlich schmale, aber selbst mehrere Kilometer ununterbrochen verfolgbare, bandförmige Klippen von bisher ungekannter Ausdehnung und Form. Endlich spielen diese Schichten bei ihrer petrographischen Aehnlichkeit mit den Opalinusfleckenmergeln auch bei der Beurtheilung des Verhältnisses der versteinerungsreichen Ausbildungsweise zur Hornsteinkalkfacies eine nicht unwesentliche Rolle.

Die Verbreitung der Posidonienschichten ist eine sehr ausgedehnte. Namentlich da, wo die Hornsteinkalke eine etwas grössere Mächtigkeit annehmen, sind im Allgemeinen auch die Posidonienschichten entwickelt, doch können sie auch kleine, selbstständige Klippen bilden. Am mächtigsten treten sie im Czorsztyner Abschnitte auf, wo auch die Hornsteinkalke den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreichen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass nachfolgende Untersuchungen diese Schichten auch im Neumarkter, im Szczawnic-Jarembiner und Lublauer Abschnitte in etwas grösserer Ausdehnung nachweisen werden, als die geologische Karte annimmt.

2. Hornsteinkalk.

Die Gesteine, die in den Pieninen als grauer Hornsteinkalk oder Aptychenkalk verstanden werden, unterscheiden sich in nichts von jenen altbekannten, im alpin-karpathischen Gebiete so weit verbreiteten Schichten, die man zumeist fälschlich als Fleckenmergel, richtiger als Fleckenkalke, Aptychenkalke und -Schiefer oder Hornsteinkalke bezeichnet. Der weitaus überwiegenden Hauptmasse nach sind es hellgraue, selbst weisse, wohlgeschichtete, etwas kieselige, splitterige oder muschelig brechende, von Spathadern durchzogene Kalke, welche gewöhnlich in Bänken von Handbreite abgesondert sind und ziemlich häufig, doch nicht immer dünne, schwarze oder graue Hornsteinbänder oder -Linsen führen. Die bezeichnenden dunkelgrauen Flecken bevorzugen namentlich die mehr mergeligen oder kieseligen Lagen, kommen aber auch in den kalkigen häufig vor. Selten nehmen die Hornsteinkalke eine massige Beschaffenheit an, öfter sind sie eigenthümlich flaserig entwickelt. Sehr oft zeigen die Schichten leichte, wellige Biegungen, die nicht selten in mehr oder minder complicirte, secundäre Faltungen übergehen und bisweilen eine wahrhaft mäandrinische Form

annehmen. In solchen Fällen erscheint die ganze Schichtmasse in der unglaublichsten Weise und nach allen Richtungen durcheinander gefaltet und gewunden und es unterliegen die harten Hornsteinbänke diesen Faltungen in demselben Maasse, wie die Kalke.

Schiefermittel fehlen zwischen den Kalkbänken entweder gänzlich oder sind nur spärlich entwickelt. Wo Hornstein oder ein Mittelding zwischen Hornstein und Kalkstein vorwiegt, kommen meist etwas reichlichere, schwach kieselige Schieferzwischenlagen vor, welche röthlich oder dunkelgrünlich, selbst schwärzlich gefärbt und oft durch ihren Reichthum an Aptychen ausgezeichnet sind. Die Hornsteine nehmen dann häufig ebenfalls eine rothe und schmutzig grüne Färbung an.

Alle Forscher, die sich mit diesen Schichten beschäftigt haben, heben übereinstimmend deren grosse Versteinerungsarmuth hervor. Man kann sich in der That Tage lang im Bereiche derselben bewegen, ohne auf andere Fossilien, als auf spärliche Aptychen oder Belemnitenfragmente zu stossen. Die paläontologische Ausbeute ist eine äusserst dürftige und daher auch die Gliederung der grauen Hornsteinkalke sehr unsicher. Man hat bisher im grauen Fleckenkalk nur oberjurassische und neocome Versteinerungen aufgefunden.

Die ersteren beschränken sich zumeist auf gestreifte, seltener cellulose Aptychen, die zuweilen von Belemniten begleitet werden. Die Aptychen kommen am häufigsten in den rothen und grünlichen Schiefermitteln der Hornsteinbänke vor, finden sich aber auch im grauen Kalk. Viel seltener, nur ganz ausnahmsweise, trifft man Ammonitensteinkerne an, deren Erhaltungszustand überdies Alles zu wünschen übrig lässt. Ausser den schon von Neumayr aus den jurassischen Hornsteinkalken aufgezählten Arten:

Lytoceras quadrisulcatum Orb,
Phylloceras sp. ind.,
Aptychus Beyrichi Opp.,
„ *punctatus Voltz.,*
„ *latus Mey.,*
Terebratula triquetra Park.,

welche auch von mir an vielen Punkten aufgefunden wurden (Zor- [oder Zdiar-] Klippe in Maruszyna, kleine Klippe zwischen dem Zor- und dem Skrzypnebach, mittlere Hornsteinkalkklippe östlich vom Skrzypnebach, Braniszko, Zlatnezug, Klippe an der Strasse nördlich von Schloss Nedetz, Klippe am linken Ufer des Dunajec, gegenüber Schloss Nedetz, Klippen nördlich vom Dorfe Nedetz, Pieninenbachklippe, Flakizug, Lasna skala, Klippe südlich vom Homolovačko, Lublauer Klippen, Spitzenhübel) kann ich nur wenige Formen namhaft machen. Die grünen und rothen Hornsteine südlich vom Schlosse Nedetz ergaben in derselben Bank mit *Aptychus Beyrichi* und *punctatus* einen Belemniten, der von *Belemnites (Duvalia) latus*, einer bezeichnenden Form des tiefsten Neocomiens (der Berrias- und *Belemnites latus*-Schichten) nicht unterschieden werden kann, und eine andere, nicht sicher bestimmbare *Duvalia*. Am gegenüberliegenden Ufer des Dunajec wurde in rothen Hornsteinen und Schiefern, welche die unmittelbare Fortsetzung der ersteren bilden, ein *Belemnites (Duvalia) cf. ensifer*

Opp., in Maruszyna ein loses Exemplar eines *Lytoceras montanum Opp.* aufgefunden. Obwohl diese dürftigen Reste hauptsächlich dem oberen und obersten Malm angehören, kann doch nicht bezweifelt werden, dass die Hornsteinkalke auch tiefere Horizonte vertreten, wie dies schon von Neumayr behauptet wurde. Sie gehen ja ohne scharfe Grenze in die Posidonomyenschichten des Doggers über und da für die letzteren wahrscheinlich gemacht werden kann, dass sie dem Dogger bis an die obere Grenze der Klausschichten entsprechen, so würde man für die Hauptmasse der Hornsteinkalke ungefähr denselben stratigraphischen Umfang anzunehmen haben, wie für die rothen Knollenkalke und die Tithonkalke der versteinerungsreichen Facies.

Wenn nun auch der stratigraphische Umfang der grauen Hornsteinkalke an vielen, vielleicht den meisten Punkten durch den Nachweis der Posidonien-Schichten wesentlich eingeschränkt wurde, so sind doch wieder an anderen Stellen Verhältnisse zu beobachten, welche beweisen, dass die Facies der Hornsteinkalke auch in tieferen Horizonten auftreten kann. An der noch weiter unten zu nennenden Klippe Rabstein z. B. treten unter der Hauptmasse der oberjurassischen rothen Kalke, rothen und grünen Hornsteine und Schiefer graue Hornsteinkalke von der gewöhnlichen Beschaffenheit auf, welche Einlagerungen von Crinoidenkalk führen und sowohl dieserhalb, wie ihrer Lagerung wegen als Vertreter des mittleren Doggers gelten müssen. In gewissen Gegenden fehlen die Posidonienschichten, wie bei der grossen Klippe Golica oder Holica im Pieninendurchbruch, südlich vom Kronenbergzuge, und die Hornsteinkalke nehmen eine übergrosse Mächtigkeit an, in anderen sind die Posidonienschiefer nur angedeutet, die Hornsteinkalke dagegen sehr stark entwickelt. In diesen Fällen liegt die Annahme nahe, dass die Facies der Hornsteinkalke local eine grössere Verticalverbreitung erreichen kann, wie dort, wo die Posidonienschichten ihre normale Ausbildung zeigen. Auch im Niveau der Opalinusschichten kann sich eine Facies einstellen, die gegen die gewöhnlichen Hornsteinkalke nur wenig Unterschiede darbietet.

Endlich ist noch folgendes Verhältniss zu berücksichtigen. Im Waagthale liegen in Schichten, die petrographisch von den jurassischen und neocomen Hornsteinkalken nicht zu unterscheiden sind, liassische Ammoniten und die kieseligen Fleckenkalke, welche in Stare Bystre *Aegoceras Davoëi* und *Jamesoni* enthalten, haben ebenfalls mit den Hornsteinkalken und noch mehr mit einzelnen Lagen der Posidonienschichten die grösste Aehnlichkeit. Wie dies schon für die letzteren Schichten angedeutet wurde, muss auch für die Hornsteinkalke die Möglichkeit bedacht werden, dass sie stellenweise auch im pieninischen Zuge den Lias repräsentiren. Namentlich da, wo im Liegenden der Posidonienschichten Hornsteinkalke hervortreten, wird man, wenn keine oberjurassischen Versteinerungen gefunden werden und die Lagerungsverhältnisse, wie dies leider meistens der Fall ist, keine brauchbaren Anhaltspunkte gewähren, immer mit der Möglichkeit zu rechnen haben, dass die untere Partie der Hornsteinkalke dem Lias entspricht. Dass bisher im Hornsteinkalk oder diesem verwandten Schichten des pieninischen Klippenzuges nur an einer Stelle (in Stare Bystre) Liasver-

steinerungen nachgewiesen wurden, kann bei der ausserordentlichen Petrefaktenarmuth nicht gegen diese Möglichkeit geltend gemacht werden. Die Funde oberjurassischer Versteinerungen im Hornsteinkalk der Pieninen sind indessen so zahlreich, dass wohl nur ein geringer Theil der ausgeschiedenen Hornsteinkalkmassen dem Lias zufallen könnte. Zur vollständigen Klärung dieser schwierigen Verhältnisse werden noch zahlreiche neue Funde nothwendig sein, vorläufig müssen wir uns mit jenen Ergebnissen begnügen, welche durch den Nachweis der Posidonienschichten gefördert wurden.

Neocome Hornsteinkalke mit bezeichnenden Fossilien sind in folgenden Oertlichkeiten nachgewiesen: Maruszyna (Klippe Kurzówka und deren östliche Fortsetzung), Rogóżnik (Gegend Seligowe), Krempach, Czorsztyn (gegenüber Schloss Nedetz) und Ujak. Von der seit Zeuschner's Untersuchungen bekannten, und namentlich von Hohenegger ausgebeuteten Localität Maruszyna-Kurzówka liegt eine ganze Reihe von Versteinerungen vor, welche von Neumayr, wie folgt, bestimmt worden sind (l. c. pag. 486):

Belemnites dilatatus Blainv.
„ *pistilliformis Blainv.*
„ *bipartitus Rasp.*
Aptychus angulicostatus Pict.
„ *Didayi Coq.*
„ *undatus Gümb.*
„ *Gümbeli Winkl.*
Phylloceras Rouyanum Orb.
„ *semistriatum (= Tethys) Orb.*
Lytoceras subfimbriatum Orb.
„ *quadrisulcatum Orb.*
Haploceras Grasi Orb.
Desmoceras cassida Rasp.
Hoplites heliacus Orb.
„ *cryptoceras Orb.*
Holcostephanus Astieri Orb.
„ *cf. Carteroni Orb.*
Holcodiscus incertus Orb.
„ *Bachmanni Winkl.*
Schloenbachia cf. cultrata Orb.
Crioceras Villersense Orb.
Ptychoceras Morloti Oost.
Baculites sp.
Terebratula subtriangulus Gümb.
Pleurotomaria sp.

Auf Grund des geringen Materials, welches die k. k. geologische Reichsanstalt von dieser Localität besitzt, sind noch folgende Arten hier anzuschliessen:

Pictetia inermis Haug.
Desmoceras cf. psilotatum Uhl.
Hamulina sp.

Wir sehen hier Formen des echten Mediterranneocoms, welche die tieferen Horizonte dieser Stufe bevorzugen, mit solchen vereinigt, die im Barrêmien vorkommen, wie *Pictetia inermis*, *Crioceras Villersense* und wohl auch *Ptychoceras Morloti*, *Hamulina sp.*, *Desmoceras cf. psilotatum*. Da die Versteinerungen nicht streng nach Horizonten gesammelt werden konnten, braucht durchaus nicht eine Mischung derselben in der Natur angenommen werden. Jedenfalls darf man voraussetzen, dass die Fleckenkalke der Kurzówka dem Neocomien einschliesslich des Barrêmiens entsprechen.

Viel dürftiger sind die Funde, welche an den übrigen Localitäten gemacht wurden. Von der östlichen Fortsetzung der Kurzówka, zwischen dem Skrzypnebach und dem weissen Dunajec liegen vor:

Belemnites bipartitus Rasp.,
„ *dilatatus Bl.*,
Terebratula subtriangulus Gümb.,
„ *janitor Pict.*

Die Gegend Seligowe bei Rogóżnik hat folgende Arten ergeben:

Belemnites bipartitus Rasp.,
Phylloceras sp.,
Holcostephanus Astieri Orb.,
Hoplites cf. pexiptychus Uhl.,
Baculites sp. n.

Endlich sind noch von Czorsztyn (gegenüber Schloss Nedetz) *Crioceras sp.* und *Aptychus Didayi*, von Ujak *Aptychus Didayi*, von Krempach *Aptychus angulicostatus*, *Belemnites sp. Terebratulina sp.*, *Sphenodus sp.* zu nennen.

Neumayr glaubte zwischen dem neocomen und dem jurassischen Hornsteinkalk petrographische Unterschiede feststellen zu können. Der erstere sollte sich von dem letzteren durch seine gleichförmige, zarte, an den Biancone erinnernde Structur, sowie die Leichtigkeit, mit welcher sich das Gestein in scharfkantige, parallelepipedische Trümmer zerspalten lässt, unterscheiden und es besteht diese Differenz in der That, wenn man nur die Localität Kurzówka berücksichtigt. In den anderen Oertlichkeiten, in Krempach, in Czorsztyn, in Seligowe verschwindet diese Abweichung vollständig und es ist nicht der mindeste petrographische Unterschied zwischen neocomem und jurassischem Hornsteinkalk zu entdecken.

In Wirklichkeit besteht nicht nur die vollständigste petrographische Uebereinstimmung zwischen Oberjura, Tithon und Neocom, sondern auch der innigste stratigraphische Zusammenhang. Es war mir zwar nur an einer Klippe geglückt, Oberjura und Neocom zusammen nachweisen zu können, allein das Vorkommen ist daselbst so unzweideutig und bestimmt, dass es über die Frage des gegenseitigen Verhältnisses dieser beiden Stufen zu einander vollkommene Aufklärung ertheilt (vergl. pag. 646, Fig. 26). In einer Folge von grauen Hornsteinkalken erscheinen am rechten Ufer des Dunajec, südlich von Schloss Nedetz rothe und grünliche Hornsteine und graue Hornsteinkalke mit gleichgefärbten Schieferzwischenmitteln, die reich sind an grossen und kleinen gestreiften Aptychen des obersten Malm. Zusammen mit diesen kommt,

wie vorhin erwähnt wurde, eine Form aus dem tiefsten Neocomien, *Belemnites latus* vor. Die rothen Schiefer und Hornsteine des rechten Ufers sind auch am linken Ufer aufgeschlossen und sie enthalten auch hier oberjurassische Aptychen und *Belemnites cf. ensifer* (Tithonform). Unmittelbar über denselben folgen graue Hornsteinkalke mit *Aptychus Didayi* und *Crioceras sp.* (Gruppe d. *Cr. Duvali)*, womit der Beweis erbracht ist, dass hier Tithon und Neocom auf das Innigste zusammenhängen und kaum von einander zu scheiden sind. Die mächtige Hornsteinkalkklippe an linken Dunajecufer führt noch an einer zweiten Stelle den *Aptychus Didayi* und enthält auch Andeutungen von Posidonienschiefern.

Die cretacischen, Inoceramen führenden Bildungen der Klippenhülle sind auf das Strengste von der Klippenmasse und deren neocomen Hornsteinkalken geschieden, während diese letzteren und die jurassischen Hornsteinkalke untrennbar in einander übergehen. Die neocomen Hornsteinkalke haben mit der Klippenhülle nichts zu schaffen, sie theilen die geologischen Schicksale der Jurabildungen und stehen den Hüllschichten ebenso fremd und selbstständig gegenüber, wie der Jura.

In der benachbarten Arva und im Waagthale kommen neocome Versteinerungen im Hornsteinkalk häufiger vor, wie im pieninischen Zuge und man kann wohl mit Bestimmtheit annehmen, dass auch im letzteren Gebiete das Neocom an vielen Punkten entwickelt ist, von welchen Versteinerungen gegenwärtig nicht vorliegen. Würde man sich darauf beschränken, auf der Karte nur jene Punkte als Neocom auszuscheiden, welche bisher bezeichnende Versteinerungen geliefert haben, so würde dadurch ein ganz unrichtiges Bild von der Verbreitung dieser Stufe hervorgerufen werden. Um dies zu vermeiden, habe ich es bei der Unmöglichkeit, Jura und Neocom im Bereiche der Hornsteinkalkfacies nach petrographischen Merkmalen zu scheiden, vorgezogen, beide vereinigt zu lassen.

Ueber die Mächtigkeit der Hornsteinkalke, sowohl der oberjurassischen, wie der neocomen, vermag ich keine auch nur annäherungsweisen Werthe anzugeben. Der Grund hievon liegt zum Theil in der so häufig zu beobachtenden secundären Faltung, noch mehr aber in der Unklarheit der Tektonik und Gliederung dieser Kalke. Man kann nur sagen, dass sie unzweifelhaft die mächtigste unter allen Ablagerungen des pieninischen Jura bilden, und grossen Mächtigkeitsschwankungen unterworfen sind.

Dr. Rüst[1]) hat im oberjurassischen Hornstein von Unterschloss (Arva-Varallya) in der Arva zahlreiche Radiolarien entdeckt, und Počta konnte im grauen Liaskalk von Istebne (Arva) Spongiennadeln nachweisen. Ohne Zweifel sind die Hornsteinlinsen der Hornsteinkalke im ganzen südlichen Klippengebiete, wie auch anderwärts, nichts Anderes, als „Radiolarientorf" und „Spongientorf".

Beziehungen zwischen den versteinerungsreichen Bildungen und der Hornsteinkalkfacies.

In den vorhergehenden Zeilen wurden bei Besprechung der Stratigraphie der beiden Ausbildungsweisen des pieninischen Jura nur die

[1]) Palaeontographica. XXXI, pag. 277.

typischen Vorkommnisse berücksichtigt, zu welchen allerdings die weitaus überwiegende Mehrzahl der Klippen zu rechnen ist. Daneben kommen jedoch auch abweichende Schichtfolgen vor, welche weder der einen, noch der anderen Facies vollständig entsprechen und einen Uebergang von der einen zu der anderen vermitteln. Derartige Uebergangsbildungen giebt es in Wirklichkeit viel mehr, als bisher angenommen wurde, wenn auch im Allgemeinen die Thatsache aufrecht erhalten werden kann, dass die beiden Ausbildungsweisen des pieninischen Jura, trotz räumlich sehr enger Annäherung, meist auffallend scharf geschieden erscheinen und wenig Beziehungen zu einander aufweisen.

Wenn wir von der ältesten Ablagerung, den Opalinusfleckenmergeln, ausgehen, so haben wir eine Bildung vor uns, deren Ausbildungsweise von der Hornsteinkalkfacies nicht wesentlich abweicht. Die Opalinusschichten können zuweilen eine so stark kalkige Beschaffenheit annehmen, dass sie ein, dem Hornsteinkalk sehr nahestehendes Aussehen gewinnen. Dies ist z. B. der Fall bei der langen Reihe von Opalinusmergelklippen in Durstin, welche ich vor Auffindung des *Harpoc. opalinum* kartographisch als Hornsteinkalk ausgeschieden hatte. Die Posidonienschiefer, welche im Bereich der Hornsteinkalkfacies den unteren Dogger bilden, sind vollends von den Opalinusfleckenmergeln kaum zu unterscheiden und jedenfalls der Facies nach identisch, wie schon oben auseinandergesetzt wurde. Die vorwiegend thonigen Murchisonaeschichten haben im Verbande der Posidonienschichten, die häufig als schwarze, etwas thonige Schiefer erscheinen, ebenfalls sehr nahestehende Analoga. Die Uebereinstimmung ist eine so weitgehende, dass ich nicht gezögert haben würde, die Posidonienschichten, die Opalinusmergel und die Murchisonaethone auf den Karten mit derselben Farbe zu bezeichnen, wenn es nicht sehr wahrscheinlich wäre, dass der stratigraphische Umfang der ersteren viel grösser ist, wie der der letzteren. Man darf daher wohl die Behauptung aufstellen, dass die physikalischen und biologischen Verhältnisse in den Bildungsräumen der beiden Facies zur Zeit des untersten Doggers der Hauptsache nach identisch waren.

Erst in der Zeit nach Ablagerung der Murchisonaeschichten begann in beiden Bildungsräumen eine wesentliche Differenzirung; in dem einen wurden dunkle, an Posidonien reiche Schiefer, Fleckenmergel, kieselige Fleckenkalke und wohl auch gewöhnliche Hornsteinkalke, in dem anderen weisse und rothe Crinoidenkalke abgesetzt. Nur an wenigen Stellen zeigt das der Beobachtung zugängliche jurassische Material ein Ineinandergreifen dieser Bildungen. Die in Fig. 20 dargestellte Klippe der südlichen Reihe von Czorsztyn (gegenüber Schloss Nedetz) lässt einen allmäligen Uebergang von typischem, weissem Crinoidenkalk durch grauen sandigen Crinoidenkalk in späthigen und gewöhnlichen grauen Hornsteinkalk erkennen.

In der Gegend Szafranówka bei Szczawnica (pag. 674) befindet sich eine kleine Klippe von weissem Crinoidenkalk, welche mehrere Lagen von grauem und grünlichem Hornstein enthält. Am Rabstein endlich führen graue Hornsteinkalke im Liegenden der oberjurassischen rothen Kalke und rothen und grünen Hornsteine, zwei Linsen von klein späthigem, sandigem, grauem Crinoidenkalk, welcher dem der grossen

Pieninenklippe und der eben erwähnten Czorsztyner Klippe sehr ähnlich ist. Dieselben Verhältnisse, wie am Rabstein, scheinen auch an der Visoka zu herrschen, wenngleich daselbst die Aufschlüsse weniger klar sind. So wenig zahlreich diese Punkte auch sind, so zeigen sie doch, dass es selbst diesen, scheinbar so sehr abweichenden, so wenig Gemeinsames aufweisenden Bildungen an engen Beziehungen nicht gefehlt hat und eine scharfe Scheidung der Ablagerungen auch zur Zeit des mittleren Doggers nicht vorhanden war.

Die nächstfolgende Periode des obersten Doggers und des Malms brachte eine noch stärkere Annäherung der Verhältnisse in den Bildungsräumen der beiden Facies mit sich. Bei eingehenderer Untersuchung findet man, dass bei einer ganz erklecklichen Anzahl von Klippen so allmälige und vielfältige Uebergänge von rothem Czorsztyner Kalk oder Ammonitenkalk in grauen Hornsteinkalk zu beobachten sind, dass es oft unmöglich wird, bei der kartographischen Scheidung derselben consequent vorzugehen. Viele derartige Klippen, an denen es in keinem Theile der Klippenzone fehlt, könnten mit demselben Rechte als Hornsteinkalk, wie als Czorsztyner Kalk bezeichnet werden und es hängt nicht selten vom individuellen Gutdünken ab, ob man die Annäherung an die eine oder die andere Facies als grösser ansieht, um darnach die Entscheidung zu treffen.

Die Uebergänge vom Hornsteinkalk zum Czorsztyner Kalk vollziehen sich in verschiedener Weise. Der graue Hornsteinkalk nimmt zuweilen rothe und dunkelgrüne Hornsteinbänke mit aptychenreichen, rothen Schieferzwischenlagen auf. Häufig schalten sich dann auch einzelne rothe Kalkflötze ein, die an einzelnen Stellen, wie am Rabstein, an der Visoka u. s. w. stark überhandnehmen und endlich ganz in rothen Kalk übergehen können. Sehr häufig nehmen einzelne Lagen des Hornsteinkalkes eine rothgraue und selbst rein rothe Färbung an und zeigen Spuren der Knollenstructur. Die röthliche Färbung verliert sich zuweilen in kurzer Entfernung und betrifft nur eine oder wenige Bänke, in anderen Fällen greift sie auf eine grössere Mächtigkeit über und hält auf grössere Strecken hin an, so dass es vorkommen kann, dass dieselbe Klippe, die beispielsweise auf der Ostseite aus Czorsztyner Kalk zusammengesetzt erscheint, auf der Westseite aus Hornsteinkalk oder mindestens aus grauem Kalk besteht, der vom gewöhnlichen Hornsteinkalk kaum abweicht. In wieder anderen Fällen nimmt der Hornsteinkalk allmälig die Knollenstructur des Czorsztyner Kalkes an, verbindet aber damit eine hellweisse Färbung oder zeigt einen Stich in's Röthlichgelbliche, wie dies vielen Tithonkalken eigen ist. Knollenkalke dieser Art sind meist sehr reich an Ammoniten, freilich von einem Erhaltungszustande, der oft selbst generische Bestimmungen ausschliesst, wie z. B. bei der ersten Klippe, südlich von der Czorsztyner Gruppe (pag. 644). Zuweilen erhalten solche Knollenkalke rothe oder roth und grünlich geflaserte Schiefer- oder Kalklagen, welche meist zahlreiche Ammoniten und besonders Aptychen einschliessen (Klippe südlich vom Homolovačko, Fig. 50).

Endlich kann es auch vorkommen, dass der graue Hornsteinkalk eine homogene Beschaffenheit unter gleichzeitigem Eintreten einer hellgelblichen oder blassröthlichen Färbung erhält und dadurch an die

verbreitetste Form der versteinerungsreichen Tithonkalke genähert erscheint.

Stets macht man die Wahrnehmung, dass die Hornsteinkalke mindestens Spuren von Versteinerungen zeigen, sowie sie in irgend einer Weise Anklänge an die versteinerungsreiche Facies erhalten und dass die Fossilführung um so reichlicher wird, je weiter die Anlehnung an die letztere getrieben erscheint. Die Zahl der Stellen, wo mehr oder minder weitgehende Uebergänge vom Hornsteinkalk zum Czorsztyner Kalk oder Tithonkalk beobachtet wurden, ist so bedeutend, dass eine Aufzählung hier unthunlich ist; ich muss diesbezüglich auf die Detailbeschreibung verweisen. Am häufigsten scheinen derartige Uebergänge da stattzufinden, wo die Klippenzüge der beiden Ausbildungsweisen einander räumlich besonders nahe rücken oder ganz verschmelzen, wie zwischen Kamionka (Dzanowa-Bach) und Jarembina, am Skalski potok bei Jaworki, in Littmanowa u. s. w., doch fehlen sie auch in Gegenden nicht, wo die Entfernung eine ziemlich beträchtliche ist.

Auf Grund dieser Beobachtungen darf man wohl, wie dies eingangs ausgesprochen wurde, behaupten, dass die Beziehungen zwischen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise und der Hornsteinkalkfacies mannigfaltiger und vielfacher sind, als man bisher angenommen hat. Die Thatsache, dass diese beiden Facies im pieninischen Zuge einander ziemlich streng gesondert gegenüberstehen, bleibt nichtsdestoweniger aufrecht und fordert eine Erklärung heraus. M. Neumayr hat die bestehenden Unterschiede auf Differenzen der Meerestiefe in der Art zurückzuführen gesucht, dass die Hornsteinkalke als abyssische, die versteinerungsreichen Schichten als mehr littorale Ablagerungen betrachtet wurden. Die abyssische Natur der Hornsteinkalke wird gegenwärtig angesichts des massenhaften Vorkommens von Radiolarien und Spongien in den Hornsteinen nach den bisherigen Erfahrungen der Tiefseeforschung kaum in Abrede gestellt werden. Weniger sicher ist es dagegen, ob man berechtigt ist, für die Bildungen der versteinerungsreichen Facies eine wesentlich geringere Meerestiefe in Anspruch zu nehmen. Die Ammonitenkalke enthalten ebenfalls häufig zahlreiche Radiolarien und sind mit den Hornsteinkalken durch so vielfache Uebergänge verbunden, dass man unmöglich bedeutende Tiefenunterschiede annehmen kann. Eine positive Deutung dieses merkwürdigen Verhältnisses vermag ich nicht zu geben, doch möchte ich daran erinnern, dass man in den Karpathen und in den Alpen allgemein die Erfahrung macht, dass Faciesänderungen quer auf das Streichen viel eher eintreten, wie in der Richtung des Streichens. Möglicherweise hat man es hier nur mit einem besonderen Falle dieser Erscheinung zu thun, die übrigens auch in ihrer Allgemeinheit noch keine Erklärung gefunden hat.

B. Stratigraphie der Klippenhülle.

Die schieferigen, sandigen und conglomeratischen Gesteine, welche die Klippen unmittelbar umgeben und gemeinhin unter der Bezeichnung „Klippenhülle“ zusammengefasst werden, setzen dem Versuche einer genauen Gliederung in Folge ihrer ausserordentlichen Versteinerungsarmuth, ihrer wechselvollen, regellosen Ausbildung und ihrer verworrenen

Lagerung schwer überwindbare Hindernisse entgegen. Durch Fossilfunde konnte sicher festgestellt werden, dass sowohl cretacische, wie alttertiäre Bildungen an der Zusammensetzung der Klippenhülle betheiligt sind.

1. Cretacische Schichten der Klippenhülle.

Die Schiefer und Sandsteine der Klippenhülle haben eine so mannigfaltige Beschaffenheit, gehen dabei so vielfach in einander über und zeigen so vielfache Verknüpfungen, dass es erst nach längeren Untersuchungen gelingt, auch nur die Hauptgesteinstypen nach petrographischen Merkmalen herauszufinden und zu individualisiren. Das häufigste, zum mindesten augenfälligste und bezeichnendste Gestein, welches in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle namentlich die Klippen der versteinerungsreichen Facies umhüllt, bilden rothe, meist etwas mergelige, oft blätterige und von Spathadern durchzogene Schiefer, welche sehr häufig mit grauen oder hellgrünlichgrauen, dünnschichtigen Fleckenmergeln in Verbindung stehen. Die letzteren setzen bald nur einzelne Linsen oder Mugeln zusammen, bald können sie zu mächtigen Schichtverbänden anschwellen, am häufigsten aber findet ein bankweiser Wechsel statt. Fucoiden sind auf den Schichtflächen dieser Mergel ziemlich selten, stets sind dagegen die bekannten schwärzlichen Flecken vorhanden.

Die rothen Schiefer nehmen ferner sehr häufig plattige, ziemlich harte, graue, kalkarme Sandsteinbänke in ihre Zusammensetzung auf. Es muss hervorgehoben werden, dass die rothen Schiefer da, wo sie mit diesen Sandsteinen wechseln, sehr kalkarm sind und die Neigung zeigen, in grünliche, graue, namentlich aber in schwarze Schiefer überzugehen. Auch die Sandsteine nehmen ihrerseits grünliche und schwärzliche Schiefer als Zwischenmittel auf und enthalten häufig Conglomeratbänke. Schichten dieser Art können eine sehr bedeutende Mächtigkeit erreichen und sind im Bereiche der Klippenhülle sehr verbreitet. Dadurch, dass die Sandsteine an Mächtigkeit zunehmen, werden die bunten Schiefer verdrängt, es können selbstständige Zonen von massigen und conglomeratischen Sandsteinen entstehen, welche besonders ausgeschieden wurden und weiter unten noch eine besondere Besprechung erfahren werden.

Petrographisch völlig verschieden erscheinen blaugraue Schiefer und Kalksandsteine, welche ebenfalls sehr häufig in der Nähe der Klippen vorkommen, aber an der unmittelbaren Umhüllung derselben seltener betheiligt sind, wie die rothen Schiefer. Die blätterigen, oft etwas thonigen Schiefer zeigen vorwiegend eine lebhaft blaugraue, bisweilen dunkelgraue Färbung und wechsellagern mit hellgrauen, schwach krummschaligen oder mehr plattigen, auf den Schichtflächen mit zahlreichen Hieroglyphen versehenen, dünnschichtigen Sandsteinen, welche ein kalkiges Bindemittel besitzen und auch von einzelnen Spathadern durchsetzt werden. Unter den Hieroglyphen machen sich namentlich engmaschige Glenodyctien durch ihre Häufigkeit bemerkbar. Diese Schiefer und Sandsteine stimmen petrographisch mit den Inoceramenschichten der Sandsteinzone (den sogenannten Ropiankaschichten) sehr gut überein. Die grauen Schiefer nehmen häufig einzelne rothe Schieferpartien auf

und ebenso können Fleckenmergel in die Zusammensetzung dieser Schichten eintreten, die dadurch mit den erstbeschriebenen rothen Schiefern und Fucoidenmergeln auf das Engste verbunden erscheinen.

Einen ferneren, nicht unwichtigen Bestandtheil der Klippenhülle bilden blaugraue, gelblichgrau verwitternde, mittelkörnige, massig-mürbe Sandsteine, welche oft mit schieferigen und bankigen Sandsteinen und grauen Schiefern in Verbindung stehen und ebenfalls mit den bisher beschriebenen Schichten durch mannigfaltige Uebergänge verbunden sind. Bisweilen enthalten diese Sandsteine Conglomeratbänke. Ein besonders bezeichnendes Aussehen zeigen einzelne Lagen, welche faustgrosse, wohlgerundete Geschiebe in einer mürben, thonig- oder mergelig-sandigen Grundmasse enthalten.

In manchen Theilen der Klippenzone kommen graue, grünlichgraue und bläulichgraue, gelblich verwitternde, dünnplattige Mergelschiefer oder Kalkschiefer vor. Namentlich in der Gegend der eigentlichen Pieninen spielen diese Schichten eine hervorragende Rolle, sie zeichnen sich daselbst durch einen hohen Kalkgehalt, regelmässig dünnplattige Absonderung, feine, gleichmässige Beschaffenheit und einen fast seidenartigen Glanz aus und zerfallen durch die Verwitterung in holzscheitähnliche Stücke. Sie können sowohl mit grobbankigen Sandsteinen, wie mit rothen Schiefern in Verbindung stehen und zeigen petrographisch viel Aehnlichkeit mit den Oberkreideschiefern der Tatra.

Die Mannigfaltigkeit der Schiefer und Sandsteine der Klippenhülle ist durch diese Aufzählung keineswegs erschöpft; es sind dies nur die wichtigsten Typen, die durch vielfaches gegenseitiges Ineinandergreifen das Wechselvolle der Zusammensetzung und Aufeinanderfolge in kaum entwirrbarer Weise vermehren. Dazu tragen in hervorragender Weise auch häufige Conglomeratbildungen bei, die sich mit Ausnahme der Fleckenmergel in all' den beschriebenen Schichten vorfinden können und unter einander selbst wieder manche Verschiedenheiten darbieten. Am häufigsten sind Conglomerate an die, mit rothen und grünlichen Schiefern wechselnden bankigen Sandsteine geknüpft. Es bestehen dieselben zumeist aus eckigen oder halbgerundeten, hirsekorn- bis faustgrossen Fragmenten eines grauen Kalksteins, der vom Hornsteinkalk kaum zu unterscheiden ist. Daneben kommen auch kleine Hornsteinfragmente und Einschlüsse von krystallinischen Gesteinen vor. Die Kalkbruchstücke überwiegen oft so sehr, dass die Sandsteingrundmasse fast vollständig verdrängt wird. Conglomerate dieser Art sind im Bereich der Klippenzone sozusagen auf Schritt und Tritt zu finden. An einzelnen Stellen sind sie so mächtig, dass sie schon den ältesten Beobachtern aufgefallen sind, wie die von Zeuschner beschriebenen Conglomerate des Palkowskibaches in Szlachtowa.

In Ausnahmsfällen können diese Conglomerate auch Fragmente der Juragesteine der versteinerungsreichen Ausbildungsweise enthalten. Obwohl ich dem Vorkommen derselben besondere Aufmerksamkeit gewidmet hatte, gelang es mir nur an wenigen Punkten, dieselben nachzuweisen, wie in Krempach, in Czorsztyn, in Littmanowa, am Homolovačko und in Hajtowka. Das merkwürdigste unter diesen Vorkommnissen ist unzweifelhaft das von Littmanowa, wo eine ganze Bergmasse (vergl. Fig. 36 und pag. 717) aus Conglomeraten und

Conglomeratsandsteinen zusammengesetzt wird, deren bis kopfgrosse Geschiebe grösstentheils aus rothem Knollenkalk und weissem und rothem Crinoidenkalk bestehen. Die bedeutende Grösse der Bestandtheile erlaubt eine sichere, jeden Zweifel ausschliessende Identificirung mit den genannten Gesteinen der versteinerungsreichen Facies, die hier in ganz beträchtlichen Massen angehäuft sind, während sie an den anderen Punkten nur spärlich vorkommen.

Die krystallinischen Geschiebe dieser Conglomerate sind leider meist nur von geringer Grösse und daher schwer zu erkennen. Deutlicher ist deren Vorkommen in den mürben Sandsteinen und den damit verbundenen sandigen Mergeln, die namentlich in Maruszyna sehr zahlreiche, über faustgrosse und wohlgerundete Geschiebe von grünem Porphyrit, hellröthlichem Porphyr, Quarzit, weissem Kalk vom Aussehen des Tithonkalks, Phyllit und grünlich grauem Gneiss enthalten. Die betreffenden Gesteine stimmen sowohl mit den Geschieben der obercretacischen Upohlawer Conglomerate des Waagthales, wie auch mit denen der Alttertiärconglomerate vollkommen überein.

Eine besondere Gruppe von Einschlüssen wird durch das Auftreten von Hornstein und Hornsteinkalkfragmenten im Schiefer gebildet. Am ausgezeichnetsten sind Einschlussformen dieser Art am Ruskaufer in Szlachtowa und am linken Dunajecufer in Czorsztyn, gegenüber dem Schlosse Nedetz, entwickelt. Im ersteren Falle sind es sandig-schieferige, im letzteren schieferige Schichten, welche bald einzelne, gar nicht oder nicht deutlich abgerundete Stücke von Hornstein, seltener Hornsteinkalk, einschliessen, bald ganze Lagen führen, die nur aus Hornstein- und Hornsteinkalkfragmenten bestehen (Fig. 26 und 43). Die Hornsteinfragmente liegen oft sehr dicht beisammen, und zwar meist so, dass Schichtflächen an Schichtflächen grenzen. Es bedarf in solchen Fällen einer genauen Untersuchung, um die volle Ueberzeugung darüber zu gewinnen, dass man es nicht mit einem ursprünglichen Gesteine, sondern mit einem Conglomerat zu thun habe. In Szlachtowa kommen in Begleitung dieser Conglomerate grosse Blockeinschlüsse von Hornsteinkalk und Hornstein mit *Aptychus imbricatus* und *cellulosus* vor, deren Breite mehrere Meter beträgt. Die Hüllschichten, welche diese riesigen Blöcke oder Diminutiv- oder Blockklippen umgeben, liegen concordant mit den Schichten der letzteren.

An mehreren Punkten enthält die Schieferhülle grosse, 1—2 Meter breite, linsenförmige Einschlüsse eines hellröthlichen, breccienartigen Kalkes (Rogóżnik, Krempach, Littmanowa etc.), der viel Aehnlichkeit mit gewissen Tithonkalken aufweist. Während aber die Tithonkalke sonst stets fossilreich sind, enthalten diese Einschlüsse höchstens unbestimmbare Belemniten. Ob diese Kalkmassen als Ganzes eingeschlossen wurden oder ob hier wirkliche Breccien von eigenthümlich knolliger Beschaffenheit vorliegen, darüber vermochte ich keine bestimmten Anhaltspunkte zu gewinnen.

Die Hüllschiefer sind meist steil gestellt, fallen auf weite Strecken gleichsinnig ein und zeigen sehr häufig secundäre Faltungen und Knickungen. Die Mächtigkeit dieser Schichten lässt sich daher gegenwärtig auch nicht annähernd abschätzen, man kann nur sagen, dass sie jedenfalls sehr beträchtlich ist.

Die beschriebenen Schiefer wurden sämmtlich als Hüllschiefer zusammengefasst und unter einer Farbe zur kartographischen Ausscheidung gebracht. Der Versuch, auch nur die wichtigsten Facies von einander zu trennen, scheitert an den zahllosen Uebergängen und den mannigfaltigen Zwischenbildungen. Durch eine besondere Farbe wurden nur jene Sandsteinmassen bezeichnet, die sich durch auffallende Mächtigkeit bemerkbar machen. Dieselben sind namentlich im nördlichen Theile der Klippenzone zwischen Krempach und Czorsztyn, ferner zwischen Szczawnica und Jaworki entwickelt, kommen aber auch im Inneren der Klippenzone vor. Wie bei Beschreibung der Gegend von Szlachtowa ausführlich gezeigt wurde, stehen diese Sandsteine, die stets auch Conglomerate führen, mit rothen, schwarzen und grünlichen Schiefern in Wechsellagerung. In petrographischer Beziehung sind sie von den Eocänsandsteinen der Klippenhülle nicht zu unterscheiden; da jedoch für die wichtigsten dieser Sandsteinzüge Gründe vorliegen, welche die Einreihung in die Kreideformation erfordern, mussten sie von den Eocänsandsteinen getrennt gehalten werden. So giebt A. v. Alth an, in diesem Sandstein in Szlachtowa einen Inoceramenfund gemacht zu haben, der die Zustellung zur Kreide nothwendig macht. Diese grobbankigen und massigen Sandsteine sind von den massig-mürben Sandsteinen der Klippenhülle wohl zu unterscheiden. Sie haben eine grünlich-graue Färbung, sind kalkärmer und fester, wie die letzteren, zeigen auf den Schichtflächen oft verkohlte Pflanzenreste. Das Eintreten dieser Sandsteine in die Zusammensetzung der Klippenhülle spricht sich meist durch die Bildung steilerer und höherer Bergformen aus (Jarmuta, Szczawnicka góra etc.).

Die schieferigen Bildungen der Klippenhülle sind ausserordentlich arm an Versteinerungen. Mit Ausnahme einer wohlerhaltenen *Rhynchonella* aus den Fleckenmergeln von Maruszyna sind Inoceramen die einzigen Versteinerungen, welche diese Schichten geliefert haben. Dieselben wurden an mehreren Localitäten gefunden, in Maruszyna (Skrypnebach), Krempach, Czorsztyn (Schloss, nach Stur), Czorsztyn (gegenüber Nedetz), am Nordrand der Haligoeser Klippe, in Jarembina, zwischen Jarembina und Littmanowa, bei Lublau, zwischen Nedetz-Laps und Falstin), und zwar sowohl in den Fleckenmergeln und den rothen Schiefern, wie in den mürben Sandsteinen und in den schieferigen Hieroglyphensandsteinen. Die besten und grössten Exemplare stammen aus den letzteren Schichten, die auch in petrographischer Beziehung den Inoceramenschichten der galizischen Flyschzone entsprechen.

Die Fossilführung dieser Schichten leitet unmittelbar zur Frage nach dem näheren geologischen Alter der Klippenhülle.

Das Vorkommen der Inoceramen, welche sich als die bezeichnenden Versteinerungen der Hüllschiefer und Sandsteine erwiesen haben, beweist unter den obwaltenden Verhältnissen, dass dieselben der Kreideformation angehören. Die vorliegenden Stücke sind leider zu schlecht erhalten, als dass sie die Grundlage für sichere, unanfechtbare Bestimmungen bilden könnten. Eine gewisse, sogar recht weitgehende Verwandtschaft dieser Exemplare mit den in neuester Zeit von so vielen Localitäten nachgewiesenen Arten des ostalpinen Kreideflysches und der galizischen Inoceramenschichten lässt sich trotzdem nicht von der Hand weisen.

Da es nun nach den neuesten Funden in den nordöstlichen Alpen als erwiesen gelten muss, dass die Inoceramenschichten dieses Gebirges zur oberen Kreide gehören, so würde man, wenn keinerlei Präjudiz vorläge, unbedenklich eine Parallelisirung mit der Inoceramenkreide vorschlagen oder für wahrscheinlich halten, ohne dieselbe allerdings für streng und zweifellos bewiesen anzusehen.

Im vorliegenden Falle sind die Verhältnisse nicht so einfach. Es besteht bereits eine feste, von allen Forschern, die im pieninischen Zuge gearbeitet haben (ich nenne nur F. v. Hauer, Paul, Neumayr und Stache) angenommene Anschauung über das geologische Alter der Klippenhülle, welche dieselbe in die untere Kreide, das Neocom im weiteren Sinne, versetzt. Angesichts dieser seltenen Einmüthigkeit hervorragender Gewährsmänner habe ich zu Beginn meiner Untersuchungen keinen Grund gehabt, an der Richtigkeit dieser Betrachtungsweise zu zweifeln, habe aber trotzdem, von der Unzulänglichkeit der thatsächlichen Beweise durchdrungen, der Altersfrage der Klippenhülle und der Frage der Neocomklippen fortdauernd meine Aufmerksamkeit zugewendet. Ich war daher sehr erfreut, als ich bei Krempach einen Beweis für das neocome Alter der Klippenhülle gefunden zu haben glaubte, der sich freilich bei nochmaliger Untersuchung als auf einer Beobachtungslücke beruhend erwiesen hat (pag. 653).

Durch weitere Revisionsbegehungen, in Verbindung mit einer genaueren Prüfung der vorhandenen Fossilreste, gelangte ich zu einem abweichenden Ergebnisse. Bei der grossen Wichtigkeit, welche der Altersfrage der Klippenhülle in jeder Beziehung zukommt, und dem Gegensatze, der zwischen der gangbaren und der hier vertretenen Ansicht besteht, sehe ich mich genöthigt, die einschlägigen Verhältnisse etwas eingehender zu besprechen.

Wenn man die Literatur über den pieninischen Klippenzug näher prüft, so findet man, dass die so allgemein acceptirte Anschauung vom neocomen Alter der Klippenhülle sich nur auf zwei Angaben stützt, auf das Profil von Ujak und die Bemerkung Paul's, dass die neocomen Hornsteinkalke des Arvaer Klippenzuges in die Schiefer und Sandsteine der Klippenhülle übergehen.

In Ujak fand F. v. Hauer lichte Hornsteinkalke mit *Aptychus Didayi*, die angeblich Einlagerungen in den Schiefern und Sandsteinen der Klippenhülle bilden. Im Vorhergehenden wurde mitgetheilt, dass am Popperufer in Ujak eine bankweise Wechsellagerung von neocomem Hornsteinkalk mit Schiefern und Sandsteinen nicht besteht. Was man sieht, sind einige, je zwei bis drei Meter mächtige Partien von Hornsteinkalk, die aus einer vorwiegend sandigen Umhüllung eben noch als kleine Felsen hervorragen und kein anderes Bild darbieten, als andere Diminutivklippen, ob sie nun aus Hornsteinkalk, Crinoidenkalk oder Ammonitenkalk bestehen. Sie reichen nicht von der oberen Partie des Gehänges bis an den Fluss, sondern verschwinden am Gehänge selbst, woraus man bei der Steilheit desselben schliessen muss, dass sie sich, aus welchem Grunde immer, noch am Gehänge auskeilen und daher keinesfalls zweifellose Einlagerungen vorstellen. Viel eher wären die Hornsteinkalkmassen, die an der Ruska in Szlachtowa vorkommen, als Einlagerungen anzusprechen, da sie thatsächlich, soweit die Aufschlüsse

reichen, von gleichsinnig einfallenden Schiefern unter- und überlagert werden und doch sind diese Massen, wie das Vorkommen von zahllosen kleineren Blöcken, Geschieben und Conglomeratbänken von Hornsteinkalk und Hornstein daselbst lehrt, nichts anderes als Einschlüsse, die sich von den gewöhnlichen Einschlüssen nur durch bedeutendere Grösse unterscheiden. Die Hornsteinkalkmassen an der Ruska enthalten zweifellos jurassische Aptychen und so müsste man, wollte man an der Natur dieser Massen als Einlagerungen oder Linsen festhalten, die Hüllschiefer der Ruska unbedingt als oberjurassisch ansprechen.

Die interessanten Verhältnisse von Szlachtowa (vergl. pag. 712) zeigen, mit wie grosser Vorsicht bei der Entscheidung der Frage, ob Einschluss oder Einlagerung, vorgegangen werden muss; sie beweisen, dass die concordante Lagerung zur Erhärtung der Einlagerung noch keineswegs genügt. In Wirklichkeit sieht man bei vielen kleinen Klippen nicht nur von Hornsteinkalk, sondern auch von allen anderen Schichtgruppen der versteinerungsreichen Facies die Hüllschiefer concordant unter die jurassischen Schichten einfallen und dieselben gleichzeitig concordant überlagern. Ebensowenig, wie man berechtigt ist, die Hüllschiefer auf Grund dessen für jurassisch anzusehen, darf man das Vorkommen von Ujak als einen Beweis für das neocome Alter der Hüllschiefer betrachten. Thut man dies, so begeht man im Grunde genommen denselben Fehler, in den die älteren Geologen aus der Zeit Zeuschner's und Pusch's verfallen sind, nur kann da, wo es sich um jurassische Vorkommnisse handelt, die Unzulässigkeit dieser Folgerung leicht erwiesen werden, während dies bei einem neocomen Vorkommen weniger klar auf der Hand liegt.

Dem so viel berufenen Profil von Ujak kann demnach nicht die mindeste positive Beweiskraft zugeschrieben werden.

Was nun den angeblichen Uebergang der neocomen Hornsteinkalke in die Hüllschiefer der Arva anbelangt, so liegt diesbezüglich nur diese nackte Behauptung von C. M. Paul vor, ohne irgendwelche nähere Angaben, ohne Bezugnahme auf einen oder mehrere Punkte oder Profile, mit einem Worte eine Behauptung, aber kein Beweis. Beobachtungen, die ich im pieninischen Zuge anzustellen Gelegenheit hatte, stehen übrigens mit dieser Behauptung in Widerspruch. Neocome Versteinerungen wurden allerdings nur an wenigen Punkten aufgefunden, aber an diesen ist von einer Wechsellagerung mit Hüllschiefer oder einem Uebergang zu demselben keine Spur wahrzunehmen.

Dagegen wurde eine grosse Anzahl von, dem Alter nach nicht näher bestimmten Hornsteinkalkklippen untersucht, von welchen doch ein Theil sicher in das Neocom gehören muss, ohne dass jemals auch nur eine Andeutung eines Uebergangs zu erkennen gewesen wäre. Es sind wohl rothe Schiefer vorhanden, welche sich zwischen Hornstein- oder Hornsteinkalkbänke als Zwischenmittel einschieben, allein diese haben mit den rothen Schiefern der Klippenhülle nichts zu thun. Sie enthalten meist Aptychen und sind eben einfach Zwischenmittel. Ferner ist an einer Stelle, am linken Dunajecufer, gegenüber Schloss Nedetz, mit vollster Klarheit erkennbar, dass das Neocom mit dem Oberjura

untrennbar zusammenhängt, mit diesem und tieferen Jurahorizonten eine einzige Klippenmasse bildet, dagegen vom umhüllenden Schiefer mit Inoceramen auf das Strengste geschieden ist.[1])

Man sollte erwarten, dass doch an irgend einer Stelle des pieninischen Zuges die Erscheinung des Ueberganges des Hornsteinkalkes in den Hüllschiefer zu beobachten sein müsste, wenn sie in der Arva thatsächlich vorkommt. Da diese Beobachtung im pieninischen Zuge nicht gelungen ist, sondern sich im Gegentheil die schärfste Scheidung zwischen Hornsteinkalk und Klippenhülle geltend macht, ist es mir unmöglich, der von Paul vorgebrachten Aufstellung entscheidenden Werth beizumessen. Man kann sie keinesfalls als einen Beweis betrachten und gelangt sonach zu dem Ergebnisse, dass positive Beweise für das neocome Alter der Klippenhülle nicht existiren.

So wünschenswerth es auch ist, die stratigraphische Gliederung und die Altersbestimmung der Schichtgruppen eines Gebietes selbstständig, auf Grund der in demselben gemachten Beobachtungen und Funde durchzuführen, so lässt sich dies doch in den, an Versteinerungen so armen Flyschbildungen, nicht immer streng durchführen. Man ist bisweilen darauf angewiesen, benachbarte Gebiete heranzuziehen. Jedenfalls wird man, selbst wenn man die Gliederung ganz unabhängig gewonnen hat, verpflichtet sein, Beziehungen mit den benachbarten Gegenden aufzusuchen und das gegenseitige Verhalten der unterschiedenen Schichtgruppen zu prüfen. Im vorliegenden Falle muss selbstverständlich die Klippenregion des Waagthales das nächste Vergleichsobject bilden. Wie schon in der historischen Uebersicht (pag. 577—579) bemerkt wurde, werden die Klippen des Waagthales von fossilführenden Ablagerungen der Oberkreide umgeben, unter denen namentlich die cenomanen Exogyrensandsteine, die Upohlawer Conglomerate und die Puchower Mergel weit verbreitet sind. Jura und Neocom sind innig mit einander verbunden, von der Oberkreide dagegen durch eine auffallende Discordanz getrennt. An der Richtigkeit dieses Verhältnisses ist nach den ausgezeichneten Arbeiten von Stur, die in allen wesentlichen Punkten von Paul und anderen Geologen bestätigt worden sind, jeder Zweifel ausgeschlossen. In der Arva und in den Pieninen, welche die unmittelbare Fortsetzung der Klippenzone des Waagthales bilden, müsste nach Paul, Stache, Neumayr und den übrigen, oben genannten Forschern, eine Discordanz zwischen Oberjura und Neocom angenommen werden, Neocombildungen hätten als „Klippenhülle" dieselbe Rolle zu übernehmen, welche im Waagthal der Oberkreide zufällt.

Diese Schwierigkeit ist für jene Anschauung, welche in der Discordanz zwischen den Klippen und ihrer Hülle im Wesentlichen ein Ergebniss tektonischer Vorgänge erblickt, weniger belangreich, dagegen sehr schwerwiegend in dem Falle, wenn die Hüllschichten als transgredirend aufgefasst werden. Der folgende Umstand hingegen bildet in jedem Falle ein nicht zu überwindendes Hinderniss. Die angeblich

[1]) Vielleicht sind es die auf den bisherigen Karten zur Klippenhülle gezogenen Posidonienschichten, welche eine Täuschung verursacht haben. Diese Schichten stehen thatsächlich mit den Hornsteinkalken im engsten Verbande und können, da sie häufig als schwarze, sandige Schiefer erscheinen, leicht als Bestandtheile der Klippenhülle gelten, wenn deren jurassische Versteinerungen der Beobachtung entgehen.

neocomen rothen Schiefer und grauen, Inoceramen führenden Fucoidenmergel, welche in den Pieninen und der Arva das wichtigste, weil verbreitetste und in den meisten Fällen die Klippen zunächst umgebende Glied der Klippenhülle bilden, lassen sich durch die Arva ohne wesentliche Veränderung in das Waagthal verfolgen, wo dieselben Schichten als Puchower Mergel unzweifelhaft der oberen Kreide angehören[1]) und als Hüllschichten der Jura-Neocomklippen bekannt sind. In petrographischer Beziehung besteht so gut, wie gar kein Unterschied, wie ich mich bei vergleichenden Excursionen in der Gegend von Puchow und Orlove selbst überzeugt habe; man könnte höchstens finden, dass im Waagthale die Facies der Fleckenmergel eine etwas stärkere Entwicklung hat, wie die rothen Schiefer, während in den Pieninen eher das umgekehrte Verhältniss gilt. Ebenso ist auch die aus Inoceramen bestehende Fossilführung identisch. Es hat deshalb auch D. Stur ohne Rücksicht auf die gegentheilige Anschauung die rothen Schiefer und Fleckenmergel von Czorsztyn einfach als Puchower Mergel angesprochen. Bestände die kurze und jedenfalls belanglose, oberflächliche Unterbrechung der südlichen Klippenzone nicht, welche durch die Auflagerung jungtertiärer und diluvialer Bildungen zwischen dem Czarny-Dunajec und Trstenna in der Arva hervorgerufen wird, so könnte man die rothen Schiefer und die grauen Fleckenmergel aus dem Waagthal buchstäblich Schritt für Schritt bis in die Pieninen verfolgen, und wenn man nun noch bedenkt, dass auch das Verhalten des eigentlichen, echten Neocoms in beiden Gegenden dasselbe ist, indem die tiefste Kreide untrennbar mit Oberjura verbunden, von der Schieferhülle dagegen streng getrennt ist, dann muss man zugeben, dass sehr ernste, wie mir scheint, gar nicht von der Hand zu weisende Gründe für die Identität der rothen Schiefer und Fleckenmergel der Pieninen mit den Puchower Mergeln des Waagthales vorhanden sind.

Sucht man zum Zwecke geologischer Vergleichung die Gegend östlich vom pieninischen Zuge auf, so gelangt man an die Gebirgsinsel von Homonna und in weiterer Verfolgung der Streichungslinie an die Bistritzamasse, im Grenzgebiete von Galizien, der Marmarosch, Bukowina, Moldau und Siebenbürgen. Wie ich weiter unten zu zeigen hoffe, sind beide nichts anderes, als die südöstliche, eigentliche Fortsetzung des südlichen Klippenbogens. Im Gebirge von Homonna hat Paul graue Mergel beschrieben, welche das ältere mesozoische Gebirge umgeben und von Paul selbst als Puchower Mergel angesprochen wurden.[2])

Im Gebiete der Bistritzamasse sind die Exogyrensandsteine und Conglomerate schon seit Lill's Zeit bekannt. Sie stimmen petrographisch

[1]) Das obercretacische Alter der Puchower Mergel war bisher nur auf Grund der Inoceramenvorkommnisse und des innigen geologischen Verbandes dieser Schichten mit den Exogyrensandsteinen angenommen worden. Jeder in dieser Richtung etwa bestehende Zweifel wird durch ein Exemplar einer obercretacischen Schloenbachia entfernt, das Herr Bergrath Paul bei der Aufnahme des Jahres 1888 im Kleczensky-Thale bei Puchow zwar lose, doch unter Verhältnissen aufgefunden hat, die eine andere Herkunft, wie aus den Puchower Schichten ausschliessen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1890, pag. 478.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1870, pag. 240.

bis in das letzte, kleinste Detail mit den Exogyrensandsteinen des Waagthales überein. In der Moldau wurden diese Schichten von G. Stefanescu bei Glodu nachgewiesen. Bei der von mir im Jahre 1889 durchgeführten Untersuchung, fand ich über den Exogyrensandsteinen in Glodu eine Wechsellagerung von dünnschichtigen Sandsteinen mit grünlichen und röthlichen Schiefern und darüber graue und grünliche Fleckenmergel, verbunden mit spärlichen rothen Schiefern, welche zahlreiche Inoceramen, und als äusserste Seltenheit, Ammoniten enthalten.[1]) Jedem, der die Puchower Mergel einmal gesehen hat, müsste in Glodu sofort die absolute Identität mit diesen Schichten auffallen und es kann nicht der geringste Zweifel darüber bestehen, dass die Inoceramenmergel von Glodu nichts Anderes sind, als die Puchower Mergel, die demnach mit erstaunlicher Constanz aus dem Waagthal bis in die Moldau verfolgt werden können. Weiter südlich folgen die von Herbich entdeckten, ausserordentlich versteinerungsreichen Inoceramenmergel von Ürmös im Persanyergebirge, die Kreidemergel des Burzenländergebirges, die Baculitenthone und Kreidemergel der Dobrudscha, und endlich die von Toula beschriebene Inoceramenkreide des östlichen Balkans, welche in letzter Linie nichts Anderes sind, als die Fortsetzung der Puchower Mergel, nur ändert sich die Zusammensetzung der Schichten hauptsächlich insofern, als die rothen Schiefer gänzlich zurücktreten und die Schichten eine mehr pläner- oder kreideähnliche Beschaffenheit annehmen.

Wenn die Puchower Mergel im westlichen und im östlichen Theile eines grossen, einheitlichen Gebirgsbogens der Oberkreide angehören, dann müssen wohl auch die davon petrographisch ununterscheidbaren, ebenfalls Inoceramen führenden Schichten in der Mitte dieses Bogens dasselbe geologische Alter besitzen. Da die geologische Zusammensetzung des Waagthales mit der der Pieninen übereinstimmt, hier, wie dort, das wahre Neocom untrennbar mit dem Oberjura verbunden und von petrographisch und faunistisch gleichartigen rothen Schiefern und Fleckenmergeln discordant umzogen ist, da dieses Verhalten von Oberjura und Neocom einerseits, und Oberkreide andererseits nicht nur mit den Verhältnissen der benachbarten Tatra, sondern auch anderer Theile der Alpen und Karpathen in Einklang steht, da ferner die rothen Schiefer und grauen Fleckenmergel als Glied der Oberkreide eine weite Verbreitung geniessen, für das neocome Alter der rothen Schiefer dagegen kein einziger positiver Beweis vorliegt, glaube ich recht zu thun, wenn ich dieselben als obercretacisch betrachte. Was sich aus den, freilich dürftigen Versteinerungen der Hüllschiefer der Pieninen erschliessen lässt, bestätigt ebenfalls dieses Ergebniss. Wie die rothen Schiefer und die grauen Fleckenmergel, so müssen auch die übrigen, damit durch Wechsellagerung und mannigfaltige petrographische Uebergänge verbundenen, gleichfalls Inoceramen führenden Facies der pieninischen Hüllschiefer, die Hieroglyphensandsteine, die mürben Sandsteine, die Kalkschiefer u. s. w. zur Oberkreide gerechnet werden.

Unbeschadet der allgemeinen Uebereinstimmung der Klippenhülle des Waagthales mit der der Pieninen, muss doch hervorgehoben werden,

[1]) Sitzungsber. der kais. Akademie in Wien. Bd. 98, pag. 742.

dass auch augenfällige Unterschiede bestehen. Die Exogyrensandsteine, die im Waagthale so mächtig entfaltet sind, fehlen in den Pieninen; wohl sind massig-mürbe Sandsteine vorhanden, die petrographisch mit den ersteren übereinstimmen, allein dieselben spielen nur eine untergeordnete Rolle und haben bis jetzt die leitenden Versteinerungen noch nicht ergeben. Die Upohlawer Conglomerate sind dagegen etwas besser vertreten, oder es sind mindestens Conglomerate vorhanden, welche dieselben Einschlüsse — ich nenne unter den leicht kenntlichen und auffallenden nur die grünen Porphyrite und die lichtrothen Porphyre — enthalten. Die massigen Sandsteine und Conglomerate, die im Verbande der pieninischen Klippenhülle vorläufig als cretacisch angesehen und in den Karten besonders ausgeschieden wurden, können nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihrem geologischen Verhalten nicht als Aequivalente der Exogyrensandsteine angesehen werden.

In der Arva wurden von Foetterle an einer Stelle im Dedinathale Ammoniten aufgefunden, welche Stur als dem Gault angehörig erkannt hat. Durch einen Besuch dieser Localität glaube ich die Ueberzeugung gewonnen zu haben, dass die Gaultschichten vom Verbande der Klippenhülle nicht zu trennen sind. Die Transgression der Oberkreide, die im Waagthal mit dem Cenoman beginnt, tritt in der Arva schon zur Zeit des oberen Gault ein, ein Verhältniss, das sich, wie ich in einer folgenden Arbeit zu zeigen hoffe, in der Tatra wiederholt; konnte sich diese Transgression im Waagthale etwas später ausbreiten, wie in der Arva, so ist kein Grund vorhanden, warum in den Pieninen nicht eine noch bedeutendere Verspätung derselben hätte eintreten sollen. Andererseits ist aber auch die Möglichkeit vorhanden, dass unter den verschiedenartigen Faciesbildungen der pieninischen Klippenhülle heteropische Aequivalente der Exogyrensandsteine verborgen sein könnten. Zu einer Entscheidung dieser Frage liegen gegenwärtig noch keine genügenden Anhaltspunkte vor, dieselbe muss vorläufig noch offen gelassen werden. Bemerkenswerth ist für die Ausbildung der Oberkreide der Pieninen die starke Entwicklung der grauen schieferigen Hieroglyphensandsteine und Schiefer mit Inoceramen, welche lebhaft an die Inoceramenschichten (Ropiankaschichten) der galizischen Sandsteinzone erinnern.

In faunistischer Beziehung schliessen sich die Inoceramenschichten der Pieninen ebenso, wie die Exogyren- und Inoceramenkreide des Waagthales, der Bistritzamasse, Siebenbürgens, der östlichen Balkanländer, der Krim und des Kaukasus an den nordeuropäischen Typus an.

2. Eocäne Schichten der Klippenhülle.

Das Vorhandensein eocäner Schichten im Bereiche der Klippenhülle der Pieninen wurde schon von G. Stache festgestellt. Am häufigsten sind es grobbankige Sandsteine und Conglomerate mit Nummuliten, welche das Eocän vertreten, daneben kommen jedoch in Wechsellagerung mit diesen Sandsteinen rothe und grünliche Schiefer vor, welche von den rothen Schiefern des cretacischen Theiles der Klippenhülle ebensowenig scharf unterschieden werden können, wie die grobbankigen Sandsteine von jenen massigen Sandsteinen, die im Vorhergehenden provisorisch als cretacisch betrachtet wurden. Nur ein wichtiges Gestein,

welches die cretacischen rothen Hüllschiefer begleitet, wurde im Eocän niemals beobachtet, und zwar die grauen Fleckenmergel, von denen man wohl annehmen darf, dass sie dem cretacischen Theil der Klippenhülle vorbehalten sind.

Durch die Aehnlichkeit des Eocäns mit einem Theile der Oberkreide wird die Scheidung dieser beiden Formationen ausserordentlich erschwert (vergl. pag. 660). Würde man von petrographischen Gesichtspunkten ausgehen, müssten die zahlreichen grossen Sandsteinmassen im Bereiche der Klippenzone fast sämmtlich als eocän betrachtet werden, wie dies die, von G. Stache entworfene Manuscriptkarte annimmt. Das geologische Tactgefühl würde z. B. besser befriedigt werden, wenn die langgestreckten Sandsteinzüge zwischen Krempach, Friedmann und Czorsztyn und zwischen Szczawnica und Jaworki nicht als cretacisch, sondern als eocän angesehen würden. Wenn trotzdem das erstere angenommen wurde, so geschah dies mit Rücksicht auf einen Inoceramenfund, den A. v. Alth in Szlachtowa aus diesen Sandsteinen angibt und mit Rücksicht auf gewisse Schwierigkeiten, die sich der consequenten Abtrennung dieser Sandsteine von sicher cretacischen Schichten entgegenstellen. Wahrscheinlich gehört in Wirklichkeit ein grösserer Theil der Klippenhülle dem Eocän an, als die von mir aufgenommene Karte angibt, welche nur an denjenigen Stellen Eocän zeigt, wo wirklich Versteinerungen, und zwar Nummuliten gefunden wurden (Kąt bei Sromowce, Nedetz nördlich vom Schlosse, Zlatne bei Nedetz, Aksamitka-Tokarnia, Hobgart). In Stare Bystre im Neumarkter Abschnitte wurden überaus mächtige Conglomerate in Verbindung mit Sandsteinen nachgewiesen, welche einen hellen Korallenkalkblock mit zahlreichen Hippuriten-Durchschnitten enthalten.[1]) Ausserdem führt dieses Conglomerat, das sich ebenso wie das Eocän von Zlatne unmittelbar an einen Hornsteinkalkzug anschmiegt, Blöcke zahlreicher anderer Gesteine (vergl. pag. 604), von welchen ich nur hellrothen Quarzit, grünen Porphyrit, röthlichen Porphyr, grünlich-grauen Gneiss, grünlichen Phyllit und hellen Kalk hervorhebe. Die betreffenden Gesteine sind petrographisch identisch mit den Geschieben der Upohlawer Conglomerate des Waagthales und identisch mit Geschieben, welche in den cretacischen Conglomeraten der Pieninen vorkommen. Auch das Eocän der nördlichen Grenzzone enthält die wichtigsten dieser Gesteine.

Die mächtigste Entwicklung nimmt das Eocän innerhalb der Klippenzone im Zuge der Aksamitka und Tokarnia bei Haligocs und Lipnik an. (Vergl. pag. 704—706). Im östlichen Theile dieses Zuges kommen grobbankige Nummulitensandsteine und gewöhnliche Conglomerate aus kalkigen und aus krystallinischen Gesteinen in Wechsellagerung mit rothen Schiefern vor; mit Annäherung an die Trias-Liasinsel von Haligocs wiegen mächtige, ungeschichtete Conglomerate vor, die nur aus wohlgerundeten Dolomit- und Kalkgeröllen unter völligem Zurücktreten der Bindemasse (Sulower Conglomerate) bestehen und barocke Verwitterungsformen bilden, die von weitem die äussere Form echter Klippen vortäuschen (Pseudoklippen

[1]) Stur gibt das Auftreten von Hippuriten im Upohlawer Conglomerat an, doch sollen dieselben nicht in Blöcken, sondern in der Cementmasse vorkommen.

Stache's). Ausserdem sind ungefähr in der Mitte der Conglomeratmasse graue, unreine, ungeschichtete, bituminöse Kalke entwickelt, welche an mehreren Punkten zahlreiche Alveolinen, Milioliden und andere Foraminiferen enthalten. Daneben kommen auch andere, schlecht erhaltene Versteinerungen, Gastropoden und Korallen vor. Auf Grund der innigen Verbindung zwischen den gewöhnlichen Nummulitensandsteinen und den Dolomitconglomeraten und Alveolinenkalken darf man diese Bildungen mit Bestimmtheit als gleichalterig ansehen. Dass diese Kalke und Dolomitconglomerate nur an einer Stelle auftreten, im übrigen Klippenzuge aber fehlen, hat seinen Grund offenbar in dem isolirten Vorkommen der Triasformation. Die echten Sulower Conglomerate und die Nummulitenkalke erscheinen in den Karpathen allenthalben am Rande der älteren mesozoischen Gebirge, niemals getrennt davon im Flysche. Sie bilden offenbar eine Facies, die ausschliesslich an dieses ältere mesozoische Kalk- und Dolomitgebirge gebunden ist, und im Umkreise desselben niemals ausbleibt. So ist denn auch die ältere mesozoische Klippe von Haligocs mit einem derartigen littoralen Schuttmantel umgeben, der jedoch nur einseitig auf der Nordseite entwickelt ist. Die Sulower Conglomerate und Alveolinenkalke der Aksamitka gehören, wie die echten Nummulitenkalke der Tatra etc. dem Mitteleocän an. Dasselbe Alter muss man daher auch den übrigen Sandstein- und Conglomeratmassen der Klippenzone zuschreiben und auch die Conglomerate längs der Südgrenze der Klippenzone, welche den Gegenflügel zu den Nummulitenkalken der Tatra bilden, dürften dasselbe Alter haben, wenn es auch nicht möglich ist, sie von den auflagernden, geologisch jüngeren Sandsteinen, Schiefern und Conglomeraten zu trennen.

C. Stratigraphie der Grenzbildungen.

a) Südliche Grenzbildungen.

Die alttertiären Ablagerungen im Süden der Klippenzone, welche sich bis an den Fuss der hohen Tatra ausdehnen, und die Zipser Magura und das Leutschau-Lublauer Gebirge zusammensetzen, haben eine zwar sehr einförmige, aber bezeichnende Beschaffenheit und lassen sich deshalb sehr scharf und bestimmt von der Klippenhülle unterscheiden. Sie bestehen zumeist aus schwarzen, blätterigen oder plattigen, bituminösen, glänzenden Schiefern, welche mit grobbankigen oder plattigen Sandsteintafeln wechsellagern. In den schwarzen Schiefern fanden Stur, Mojsisovics und Alth am Nordfusse der hohen Tatra *Meletta*-Schuppen, im Uebrigen scheinen diese Schiefer fossilfrei zu sein. Die Sandsteine zeigen meist eine graue, bläulich- oder grünlich-graue Färbung, sind kalkarm, ziemlich mürbe und lassen auf den Schichtflächen oft grobe Hieroglyphen und verkohlte Pflanzentheilchen erkennen. Nur ausnahmsweise trifft man etwas kieselige, in prismatische Stücke zerfallende Sandsteinbänke an. Einzelne Lagen nehmen häufig eine conglomeratische Beschaffenheit an und gehen in Conglomerate mit krystallinischen und Kalkgeschieben über. Die conglomeratischen Lagen enthalten sehr häufig grosse und kleine Nummuliten, die sich in vielen Horizonten über einander nachweisen lassen.

In einzelnen Theilen des Gebietes gehen die schwarzen Schiefer durch allmäligen Uebergang in graue oder blaugraue Schiefer über. Schwarze Schiefer herrschen im Süden des Czorsztyner Abschnittes, graue im Süden des Neumarkter und des Lublauer Abschnittes. Die Sandsteinbänke, welche mit den grauen, bläulich- oder grünlich-grauen Schiefern wechseln, haben genau dieselbe Beschaffenheit, wie die Sandsteine der schwarzen Schiefer und führen ebenfalls Conglomerate mit Nummuliten.

Die Gesammtmächtigkeit dieser Schichten ist eine sehr beträchtliche. An der Czerna hora im Bialkathale sieht man flach lagernde schwarze Schiefer und Sandsteine von ungefähr 100 Meter Mächtigkeit über einander aufgeschlossen. In Wirklichkeit dürfte die Mächtigkeit mindestens 300 Meter betragen. Eine auf grössere Strecken Geltung behaltende, nähere Gliederung dieser Schichten ist undurchführbar. Ursprünglich glaubte ich eine tiefere, vorwiegend schieferig entwickelte Partie von einer höheren, vorwiegend sandigen Masse abtrennen zu können. Bei näherer Begehung erwies sich sehr bald die Unmöglichkeit einer derartigen Trennung. Vielfach werden die obersten Lagen dieser Schichtmasse gerade aus Schiefern gebildet, während umgekehrt bisweilen auch in den tieferen Horizonten mächtige Sandsteinmassen vorkommen. Selbst zwischen den massigsten Sandsteinen dieser Schichtgruppe schalten sich immer noch gleichartige Schiefer ein, so dass eine Gliederung in der angedeuteten Weise als unmöglich bezeichnet werden muss.

Unmittelbar am Contact gegen die obercretacische Klippenhülle enthalten die südlichen Grenzbildungen sehr häufig Nummulitenconglomerate. Man wird kaum fehlgehen, wenn man dieselben als Aequivalente der innerhalb der Klippenzone vorhandenen Eocänsandsteine, Sulower Conglomerate und Alveolinenkalke ansieht und sie sammt diesen als gleichalterig mit den Nummulitenkalken am Nordfusse der Tatra betrachtet. Bis zu welchem Niveau des Alttertiärs die schwarzen Schiefer und Sandsteine dieser Region reichen, lässt sich gegenwärtig nicht sicher bestimmen. Gründe allgemeiner Natur sprechen dafür, dass dieselben wohl auch das Oligocän umfassen.

Die Nummuliten der in verschiedenen Höhen über einander liegenden Conglomerate zeigen keinerlei specifische Verschiedenheiten. Noch in den höchsten Lagen kann man Exemplare sammeln, die zu echt mitteleocänen Arten gehören. Diese Exemplare sind jedoch stets stark abgewetzt und man darf wohl mit Stache mit Recht vermuthen, dass sich dieselben auf secundärer Lagerstätte befinden.

In der Gegend zwischen Ujak, Orló, Palocsa und Lubotin breiten sich die Alttertiärschiefer von der Südseite über die ganze Klippenzone aus und verdecken auf weite Strecken vollständig das ältere Gebirge. In Ujak enthalten diese Schichten echte Menilitschiefer mit Fischresten, welche eine thonige Lage mit kleinen Nummuliten und anderen Foraminiferen umschliessen.

b) Nördliche Grenzbildungen.

Die alttertiären Ablagerungen im Norden der Klippenzone weichen von den, im Süden entwickelten nicht unwesentlich ab. Man vermag

hier zunächst eine tiefere Abtheilung von einer höheren unterscheiden, welche zwar nach ihrer Mächtigkeit sehr ungleichwerthig und in der Natur auch nicht scharf getrennt sind, aber sich doch so auffallend kenntlich machen, dass dieser Unterscheidung ein gewisse Berechtigung nicht abgesprochen werden kann.

Die höhere Abtheilung besteht aus dem sogenannten Magurasandstein, der den breiten Höhenrücken im Norden der Klippenzone fast ausschliesslich zusammensetzt. Da derselbe bereits im ersten Theile dieser Arbeit behandelt wurde, brauche ich hier nicht mehr darauf zurückzukommen und kann auf die schon veröffentlichten Mittheilungen verweisen. Die untere Abtheilung ist aus blaugrauen Schiefern und grauen, kalkreichen Hieroglyphensandsteinen zusammengesetzt, welche im Vorhergehenden als Schiefer und Kalksandsteine der nördlichen Grenzzone bezeichnet wurden. Die Sandsteine nehmen manchmal eine mächtige Entwicklung an und können selbst kleinere Höhenzüge bilden, sind aber von den Schiefern nicht streng zu scheiden. Bisweilen kommen in Verbindung mit diesen Schichten Conglomerate vor, welche unter Anderem Quarzite, Gneisse, grüne Porphyrite und röthliche Porphyre von derselben petrographischen Beschaffenheit einschliessen, wie die eocänen und cretacischen Conglomerate der Klippenhülle. In der Gegend Czernawoda treten im Bereiche dieser Schichten plattige, mürbe, blaugraue Sandsteine mit verkohlten Pflanzenresten auf, welche den eocänen Sandsteinen von Orlo und Palocsa vollkommen gleichen.

Die Schiefer und namentlich die hieroglyphenreichen, krummschaligen, von Spathadern durchzogenen Sandsteinschiefer haben zuweilen eine ausgesprochene Aehnlichkeit mit den Inoceramenschichten der Klippenhülle. Aus diesem Grunde ist die Abgrenzung der nördlichen Grenzzone oft mit Schwierigkeiten verbunden, ein Verhältniss, welches zu der Präcision und Schärfe, mit welcher überall die Südgrenze der Klippenzone festgestellt werden kann, in auffallendem Gegensatze steht. Die geologische Altersbestimmung dieser Schichten ist bei dem Mangel jedweder Versteinerungen nicht bedingungslos feststehend oder mindestens nicht sehr scharf. Durch den auflagernden Magurasandstein ergibt sich eine obere, durch die obercretacischen Hüllschiefer eine untere Grenze für das geologische Alter dieser Schichten. Der Mangel der verschiedenartigen Faciesbildungen, mit welchen sich die Hüllschiefer innerhalb der Klippenzone einstellen, im Bereiche der nördlichen Grenzzone spricht jedenfalls gegen die Zugehörigkeit zur Oberkreide; dagegen verweist der Uebergang dieser Schichten in das Alttertiär von Orlo und Ujak mit solcher Bestimmtheit auf Eocän, dass man dieselben, so unbedenklich, als dies bei mangelnden Versteinerungen nur immer möglich ist, zum Alttertiär rechnen muss.

Man wird annehmen dürfen, dass die Sandsteine und Schiefer der nördlichen Grenzzone und die Magurasandsteine zusammgenommen ungefähr denselben stratigraphischen Umfang besitzen, wie die schwarzen Alttertiärschiefer und Sandsteine im Süden der Klippenzone. Strengere Parallelisirungen sind jedoch bei dem völligen Mangel einer Gliederung undurchführbar.

Der Umstand, dass diese Schichten, ähnlich wie die Hüllschiefer der Klippenzone, sehr häufig in secundäre Falten gelegt sind, deren Betrag schwer zu ermitteln ist, macht es kaum möglich, die Mächtigkeit derselben zu bestimmen. In der Gegend zwischen Czorsztyn und Kroscienko bildet die nördliche Grenzzone ein breites Band, verschmälert sich gegen Osten immer mehr und mehr und ist in der Gegend zwischen Bialawoda und Littmanowa kaum mehr nachweisbar. Jenseits davon, bei Krempach, nimmt sie rasch wieder an Breite zu, um endlich bei Ujak in die allgemeine Alttertiärdecke überzugehen. Ob diese Verschmälerung der Grenzzone lediglich auf tektonische Verhältnisse zurückzuführen ist, oder ob auch Mächtigkeitsschwankungen und Faciesverhältnisse in Frage kommen, konnte nicht sicher festgestellt werden.

D. Durchbruchsbildungen.

Die schon seit langer Zeit bekannten trachytischen Durchbruchsbildungen der pieninischen Klippenzone zeigen eine sehr einförmige Beschaffenheit. Die Zusammensetzung der betreffenden Gesteine, deren geologisches Auftreten im Vorhergehenden (pag. 669, 721) beschrieben wurde, ist an allen Localitäten, nach dem makroskopischen Befunde zu urtheilen, dieselbe; Unterschiede ergeben sich nur in Bezug auf die Art der Ausscheidung der Bestandtheile und die Verwitterung. Die meisten dieser Intrusivmassen werden von Contacterscheinungen begleitet. Am auffallendsten sind dieselben an der Jarmuta und im Palkowskibache in Szlachtowa, wo die durchbrochenen Schiefer schwarz gefärbt und überaus glimmerreich sind, während die Sandsteine in opake, hornsteinartige gebänderte Massen übergehen. Bisweilen ist die Contactzone einseitig oder es fehlen Contacterscheinungen am Nebengestein so gut, wie ganz und nur unregelmässig eingeschlossene Fetzen der durchbrochenen Schichtmassen zeigen Veränderungen.

Herr H. Baron Foullon[1]) war so freundlich, auf mein Ansuchen eine mikroskopische Untersuchung einiger Gesteinsproben vorzunehmen, deren Ergebniss er in folgenden Zeilen zusammengefasst hat:

„Das Eruptivgestein von Szczawnica hat A. Streng[2]) schon im Jahre 1853 kurz beschrieben und eine chemische Analyse desselben vorgenommen. J. Roth reihte es nach diesen Untersuchungsresultaten den Amphibol-Andesiten ein.[3]) Sz. Kreutz hat 1868 das Gestein neuerlich, auch mikroskopisch, untersucht und dasselbe als Sanidin-Oligoklas-Trachyt bezeichnet, indem er einen Theil des Feldspathes, und zwar solchen mit mehr säuligem Habitus, dem Sanidin, den anderen Theil, der mehr in Blättchenform ausgebildet ist, dem Oligoklas zurechnet.[4])

---

[1]) Ich erlaube mir, Herrn v. Foullon an dieser Stelle meinen besten Dank für seine freundliche Bemühung auszusprechen.

[2]) Pogg. Ann. Bd. 90, pag. 115—117.

[3]) Die Gesteinsanalysen in tabellarischer Uebersicht etc. Berlin 1861, Tab., pag. 32.

[4]) Die Abhandlung von Sz. Kreutz ist in polnischer Sprache in dem Rechenschaftsberichte d. physiogr. Comm. d. k. k. gelehrten Gesellsch. in Krakau, 1868, Bd. 14, pag. 368 u. f. veröffentlicht. Ein kurzes Referat ist in den Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1888, pag. 265, gegeben.

Von neun vorliegenden Probestücken wurden die fünf frischesten der mikroskopischen Untersuchung unterzogen. Dieselben stammen aus dem Palkowskibache, auf der Ostseite der Jarmuta, aus dem Krupianabache in Jaworki und vom Nordabhange der Jarmuta. Die Probe des erstgenannten Fundortes sieht fast körnig aus, alle anderen zeigen in einer Grundmasse viele Feldspatheinsprenglinge, weniger solche von Hornblende. Die frischen Gesteine sind grau, bei zunehmender Veränderung nehmen sie verschiedene bräunliche Farbentöne an. Es sind Pyroxen- und glimmerfreie Amphibolandesite vom trachytoiden Typus.

Die Analysen von Streng und Kreutz weisen auf einen Gehalt von Alkalifeldspath. Unter den Einsprenglingen findet sich solcher nicht, hingegen wird man ihn in der Grundmasse zu suchen haben, wo die kurzrectangulären und quadratischen Querschnitte auf ihn deuten.

Die eine Probe aus dem Palkowskibache ist fast körnig, in allen anderen sind reichliche Mengen von glasfreier Grundmasse vorhanden. Die grösseren Plagioklase zeigen ausnahmslos complicirten zonalen Bau, solcher ist auch bei der Hornblende der erstgenannten Probe schön entwickelt. Hier ist sie reich an Erzeinschlüssen. Die grüne Hornblende zeigt meist idiomorphe, säulenförmige Ausbildung.

Die auf Streng's Untersuchung basirte Zuweisung dieser Gesteine zu den Amphibolandesiten durch J. Roth ist also ganz zutreffend, während Sanidin führende Abarten in dem vorliegenden Material fehlen."

Diluvium. Der Vollständigkeit halber seien noch einige Worte über die terrassirten Diluvialbildungen im Bereiche der Klippenzone beigefügt. Die grösste Ausdehnung erreichen die Diluvien in der Neumarkter Niederung, in der Gegend zwischen Czarny-Dunajec, Neumarkt und Maniów bei Czorsztyn. Ihre Ausbreitung ist daselbst eine so grosse, dass sie auf weite Strecken die Klippenzone und namentlich den nördlichsten Randstreifen derselben der Beobachtung völlig entziehen. Die Neumarkter Niederung bildet den östlichsten Ausläufer der grossen Arvaer Niederung, welche bekanntlich unter dem Diluvium mit jungen terrestrischen Tertiärbildungen ausgefüllt erscheint. Möglicher, sogar wahrscheinlicher Weise greift dieses Jungtertiär unter der mächtigen Diluvialdecke auch noch in die Neumarkter Ebene über; Beweise hiefür liegen jedoch gegenwärtig keine vor.

Die Diluvialterrassen bestehen aus einer Basis von Schotter und grobem Geschiebe und einer Decke von gelbem, unreinem, sandigem, kalkarmem Lehm. Im Bereiche des Dunajec erreichen die Schotter eine beträchtliche Mächtigkeit und die einzelnen Geschiebe sind oft über kopfgross, im Poppergebiete ist die Mächtigkeit der Schotter und ebenso die Grösse der Bestandtheile geringer, die Tatragesteine treten im Verhältniss zu den Flyschgeschieben sehr zurück, wie ja selbstverständlich. Kartographisch ist die Trennung der Terrassenschotter von den Lehmen schwer und niemals consequent durchführbar. In der Neumarkter Niederung breiten sich auf diluvialem Boden, wie bekannt, ausgedehnte Torfmoore aus, deren Bildung wohl bis in die Alluvialperiode reichen mag.

VI. Tektonik und allgemeine Ergebnisse.

Die orographische Gestaltung, die Ausdehnung und, merkwürdig genug, auch der geologische Bau der Klippen stellt sich wesentlich verschieden dar, je nachdem man es mit Klippen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise oder solchen der Hornsteinkalkfacies zu thun hat.

Klippen der ersteren Art sind im Allgemeinen viel kleiner, wie die der letzteren. Die längste Juraklippe der versteinerungsreichen Facies, die im pieninischen Zuge bekannt ist, der schmale Felskamm von Falstin, erreicht eine Länge von 1·5 Kilometer. Die zweitgrösste Klippe, die von Jaworki, bleibt hinter dieser Ziffer ziemlich weit zurück, übertrifft aber den Falstiner Klippenkamm an Massigkeit der Entwicklung um ein Beträchtliches. Die meisten der übrigen versteinerungsreichen Klippen, welche in den vorhergehenden Zeilen als „gross" bezeichnet wurden, zeigen eine Länge von ungefähr 250—500 Meter. Ihre Zahl ist sehr gering im Verhältniss zu der Legion der kleineren und kleinsten Felskegel, Schroffen und Nadeln, welche hinsichtlich der Grösse alle möglichen Uebergänge von den angegebenen Ausmaassen bis zu den, wenige (2—4) Quadratmeter umfassenden Diminutivklippen aufweisen.

Auf dem Gebiete der Tektonik der versteinerungsreichen Klippen bildet eine der auffallendsten Thatsachen das überaus seltene Vorkommen, ja fast gänzliche Fehlen klarer, voller Falten. Im untersuchten Gebiete ist nur eine Klippe bekannt geworden, an welcher die Juragesteine zu einem domförmigen Gewölbe gefaltet erscheinen, und zwar ist dies die, in Fig. 45 dargestellte, kleine Klippe der Homolovačkoreihe. An einer zweiten kleineren Klippe (am Wege von Sromowce nach Haluszawa, pag. 636) ist eine knieförmige Biegung zu beobachten. Etwas häufiger, wenn auch selten genug, begegnet man einer anderen, der Faltung sehr nahe verwandten Erscheinung, nämlich Biegungen und Schwenkungen der Streichungslinie, wie sie am deutlichsten bei einer kleinen Klippe in Stare Bystre (Fig. 1, pag. 588), viel schwächer am Ostende des Falstiner Kammes zu erkennen sind. Ganz leichte, eben nur angedeutete Krümmungen der Jurakalkschichten, in der Art, wie dies die Czorsztyner Schlossklippe zeigt (Taf. VI), sind allerdings nicht selten zu sehen, allein von diesen spurenweisen Krümmungen bis zu eigentlichen Falten liegt noch ein weiter, durch nichts überbrückter Abstand.

In der erdrückenden Mehrzahl der Fälle ist bei Klippen der versteinerungsreichen Facies keine Spur echter Faltungen erkennbar, sondern es stellen dieselben Schollen mit einfacher Schichtfolge und ebenen Schichtflächen dar. Unter diesen Schollen lassen sich, abgesehen von den seltenen Einzelklippen, zwei Haupttypen, der Reihen- und der Gruppentypus unterscheiden, welche zwar ohne scharfe Grenze in einander übergehen, aber eine Sonderung umsomehr erfordern, als in beiden Fällen mit der geologischen Lagerung auch die äussere Form und die topographische Anordnung in ursächlichem Zusammenhange stehen. Die Klippen des Reihentypus zeigen steil oder mittelsteil einfallende Schichten und werden

auf der einen Seite von Schichtflächen begrenzt, während auf der entgegengesetzten Schichtköpfe abbrechen. Klippen dieses Typus haben stets oder fast stets eine vorherrschende Längsrichtung, welche mit dem Hauptstreichen übereinstimmt und ordnen sich zu geradlinigen, seltener gekrümmten Reihen an, innerhalb deren die einzelnen Klippen meist ziemlich dicht neben einander stehen und durch übereinstimmende Zusammensetzung gekennzeichnet sind. Nur selten und auf kurze Strecken bleiben die Reihen einfach, meist stellt sich eine zweite oder dritte, selbst vierte Parallelreihe mit ebenfalls einseitiger und gleichsinniger Schichtfolge ein. In einzelnen Fällen bildet die zweite einseitige Schichtfolge mit der ersteren eine einzige compacte Klippenmasse, wie z. B. an der Stankówka (Fig. 2), meist aber gestalten sich die sich wiederholenden, gleichsinnig einschiessenden Schichtfolgen zu eigenen Reihen, welche durch schmale, mit Hüllschiefern und Schutt ausgefüllte Zwischenräume von einander getrennt sind. Die Hauptmasse der versteinerungsreichen Klippen gehört diesem Reihentypus an, der namentlich im Czorsztyner Abschnitte, und zwar besonders bei der Falstiner Reihe, in vorzüglichster Form entwickelt ist. Der im Allgemeinen einfache Bau der Klippen dieses Typus wird durch das Auftreten kleiner Querverschiebungen einigermassen complicirt, welche die langgestreckten Schollen in zahlreiche „Blätter" zerlegen und in der ausgezeichnetsten Weise, namentlich an den Czorsztyner Klippen, verfolgt werden können. Die Verschiebungsklüfte sind entweder leer oder mit geschleppten und zerrissenen Partien des Nebengesteins erfüllt (vergl. Fig. 15, 16, 17). Ausnahmsweise können einzelne Klippen des Reihentypus eine Fallrichtung annehmen, die dem gleichsinnigen Einfallen der ganzen Reihe entgegengesetzt ist (Fig. 19, Fig. 10). Die Lagerfolge ist in der Mehrzahl der Fälle normal, doch kommen auch Klippenreihen mit überstürzten Schichtfolgen vor (Fig. 40).

Die Klippen des Gruppentypus werden stets durch flache, bisweilen fast horizontale Lagerung beherrscht. Damit steht die gerundet quadratische oder vieleckige Begrenzung dieser Klippen und deren Anordnung zu unregelmässigen oder rundlichen Gruppen in Zusammenhang. Klippen dieser Art zeigen keine Ungleichseitigkeit, keinen Unterschied zwischen der Seite der Schichtköpfe und der der Schichtflächen, sondern die Schichten gehen häufig rings um die ganze Klippe aus, und die flache Decke dieser Klippen repräsentirt mehr oder minder eine Schichtfläche. Ausgezeichnete Beispiele dieses Typus bietet namentlich die grosse Klippe von Jaworki (Fig. 31—33) und deren Umgebung und die schöne Gruppe von Jarembina (Fig. 36 bis Fig. 39) dar.

Die Anordnung der Reihenklippen giebt sich auf den ersten Blick als eine regelmässige, einem leicht kenntlichen Gesetze unterworfene zu erkennen. Klippen des Gruppentypus dagegen lassen die Regelmässigkeit der topischen Stellung gänzlich vermissen. Sie bestehen aus einer beträchtlichen Anzahl grösserer und kleinerer, flach gelagerter, selbst horizontaler Schollen, welche in verschiedenen Höhen dicht neben einander gelegen sind, wobei oft benachbarte Schollen aus verschiedenen Gliedern der Juraschichtfolge bestehen. Durch genaues Verfolgen der Einzelnheiten konnte bei der Jarembiner Gruppe gezeigt

werden, dass die Annahme geringer, netzförmig sich kreuzender Verticalbrüche genügt, um bei der flachen Lagerung der jurassischen Schollen einen einfachen Zusammenhang herzustellen. Dieselben lassen sich dadurch zwanglos zu einer mächtigen, flachen Tafel zusammenfügen, wie eine solche in der fast 1000 Meter langen und 700 Meter breiten, schwach nördlich geneigten Tafelmasse von Jaworki vorliegt. In Jaworki sind nur die seitlichen Theile an Brüchen abgesunken, in Jarembina ist die Zerstückelung viel weiter gegangen; es wurden durch ein dichtes Netz von, sich kreuzenden Brüchen zahlreiche, kleinere Schollen an Stelle der grossen Tafel hervorgebracht. Die Annahme von Verticalbrüchen im Bereiche des Gruppentypus erscheint dadurch vollauf gerechtfertigt, dass an einzelnen dieser Klippen derartige Brüche thatsächlich beobachtet werden können (Fig. 38 u. 39).

Die Thatsache, dass bei den Klippen des Gruppentypus Verticalbrüche den wichtigsten Factor des geologischen Baues abgeben, darf nicht übergangen werden, wenn der Versuch gemacht wird, den tektonischen Vorgang zu ermitteln, welcher dem Reihentypus zu Grunde liegt. Die mehrmalige Wiederholung der Schichtfolge lässt sich für Denjenigen, der in den Klippen zusammengehörige Theile eines Gebirgssystems erblickt, entweder auf einfache Verticalbrüche oder auf Wechselflächen, Faltenbrüche mit Unterdrückung des Hangendschenkels zurückführen. Ursprünglich war ich geneigt, das letztere anzunehmen. Wenn man jedoch bedenkt, wie selten echte Faltung an Klippen der versteinerungsreichen Facies zu beobachten ist, wenn man ferner das Vorhandensein der Querverschiebungen berücksichtigt und sich die grosse Bedeutung vor Augen hält, welche die Verticalbrüche für den Gruppentypus besitzen, wird man zugeben, dass der Annahme einfacher Verticalbrüche mehr Wahrscheinlichkeit innewohnt. Mindestens darf man sagen, dass für die Voraussetzung von Wechselflächen zur Erklärung der Wiederholung der einseitigen Schichtfolgen beim Reihentypus in der Natur keine Handhaben gegeben sind, dagegen die auf einfache Verticalbrüche zurückgreifende Annahme eine einheitliche Auffassung des Gruppen- und Reihentypus ermöglicht, was namentlich bei dem Umstande, dass eine scharfe Grenze zwischen diesen Typen nicht besteht, von Wichtigkeit ist.

Wir gelangen sonach zu dem Ergebnisse, dass der geologische Bau der Klippen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise hauptsächlich durch Brüche bedingt wird, neben welchen die Faltung nur eine untergeordnete Rolle gespielt zu haben scheint.

Ein wesentlich anderes Bild bieten die Klippen der Hornsteinkalkfacies dar. Es spricht sich dies schon in der äusseren Form aus. Die Hornsteinkalkklippen bilden in der Regel langgezogene, schmale, felsige, bewaldete Rücken, welche zwar aus dem flachen Gelände der Hüllschiefer auffallend genug hervorragen, aber fast niemals jene kühnen und bizarren Felsformen annehmen, wie die Czorsztyner Kalk- und namentlich die Crinoidenkalkklippen, sondern sich meist als dachförmige Erhöhungen mit beiderseits gleichmässig steilem Abfall darstellen. Nur in der Gegend der eigentlichen Pieninen, im Dunajecdurchbruche zwischen Rothkloster und Unter-Szczawnica treten theils

in Folge der massigen Entwicklung der Hornsteinkalke, theils in Folge des tiefen Dunajeceinschnittes steile Abstürze und mächtige Felswände auf. Die Hornsteinkalkklippen zeichnen sich durchschnittlich durch viel grössere Ausdehnung aus, wie die Klippen der versteinerungsreichen Facies, obgleich es auch unter ihnen sehr kleine, ja winzige Vorkommnisse giebt. Nicht selten bilden die Hornsteinkalkklippen ganze Bergzüge, welche sich mehrere Kilometer weit ununterbrochen verfolgen lassen. So zeigt der mächtige Hornsteinkalkzug, der am Braniszko bei Durstin beginnt, abgesehen von zwei kaum nennenswerthen, oberflächlichen Unterbrechungen, eine Länge von nicht weniger als 16 Kilometer. Wenn auch dieser Zug von keinem anderen an Ausdehnung und Mächtigkeit erreicht wird, so sind ausserdem, namentlich in den eigentlichen Pieninen, noch mehrere andere Hornsteinkalkzüge von sehr beträchtlichen Dimensionen vorhanden. Diese langen Hornsteinkalkzüge entsprechen ganzen Klippenreihen der versteinerungsreichen Facies. Während die Züge der letzteren Ausbildungsweise in zahllose kleinere Schollen zerstückelt erscheinen, blieb das jurassische Material im Bereiche der Hornsteinkalkfacies vielfach als compacte Masse erhalten (vergl. Taf. X).

Man sollte voraussetzen, dass unter diesen Umständen die Hornsteinkalkklippen viel bessere Bedingungen für die Ergründung des geologischen Baues darbieten müssten, wie die Klippen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise. Leider ist dies jedoch wegen der ausserordentlichen Schwierigkeit der Gliederung der Hornsteinkalke nicht der Fall, wie schon oben ausführlich erörtert wurde. Hornsteinkalkklippen mit flacher Lagerung, welche als Analoga der versteinerungsreichen Klippen vom Gruppentypus betrachtet werden könnten, wurden nicht beobachtet. Die Schichten fallen stets steil oder wenigstens mittelsteil ein und die ganze Schichtmasse zeigt mit wenigen Ausnahmen eine gleichsinnige Lagerung, wodurch in gewissem Sinne eine Uebereinstimmung mit dem Reihentypus der versteinerungsreichen Facies gegeben erscheint. Wo die ganze Klippenmasse ausschliesslich aus Hornsteinkalk besteht, ist die Möglichkeit einer Gliederung und einer Erkennung der Tektonik gänzlich benommen, nur bei jenen Klippen, welche zugleich die Posidonomyenschichten enthalten, eröffnen sich bessere Aussichten.

Durchschnitte derartiger Klippenmassen ergeben in der Regel einen mehrfachen Wechsel von Hornsteinkalk mit Posidonienschichten bei concordanter Lagerung. Setzt man sich über die Schwierigkeit hinweg, die dadurch entsteht, dass in den Hornsteinkalken im Liegenden und Hangenden eines und desselben Bandes von Posidonienschiefern nicht immer Fossilien vorliegen, welche mit Sicherheit die Gleichalterigkeit oder Verschiedenheit dieser Hornsteinkalke erweisen, und nimmt man an, dass dieselben gleichalterig (oberjurassisch und neocom) sind, was in allen Fällen die meiste Wahrscheinlichkeit für sich hat und in manchen (Branisko bei Laps) direct bewiesen ist, so bleiben noch immer, wie bei den versteinerungsreichen Klippen des Reihentypus, zwei Möglichkeiten bestehen, da sowohl die Voraussetzung von Falten mit Parallelstellung der Schenkel und von Faltenbrüchen, wie die von einfachen Verwerfungsbrüchen die beobachteten Lagerungsverhältnisse zu erklären vermag.

Da man bei den versteinerungsreichen Klippen vom Reihentypus Verwerfungsbrüche als wahrscheinlicher bezeichnen muss, würde man zu einem wesentlich einfacheren und — wenn man so sagen darf — natürlicheren Bilde gelangen, wenn man auch für die Hornsteinkalkklippen dieselbe Erklärung zulassen würde. Es liegen jedoch Hinweise vor, welche gegen diesen Vorgang sprechen. Die mächtige Hornsteinkalkmasse des Flakizuges zeigt im Dunajecdurchbruche gegenüber Schloss Nedetz durchaus steil nördlich fallende Schichten. Ungefähr in der Mitte derselben befinden sich rothe Aptychenschiefer und Hornsteine der Tithonstufe und nördlich und südlich davon neocome Hornsteinkalke. Ausserdem enthält diese Masse höchstwahrscheinlich noch tiefere jurassische Horizonte, welche weiter östlich im Streichen dieses Zuges sicher erwiesen sind (vergl. Fig. 26 und pag. 646). Man hat es also hier keinesfalls mit einer einfachen Schichtfolge zu thun, bei welcher die liegendste Partie die ältesten, die hangendste die jüngsten Schichten repräsentirt, sondern mit Wiederholungen, die schon deshalb nicht von der Hand zu weisen sind, da sich zwischen Neocom das Tithon einschiebt. Da nun in der klar aufgeschlossenen, an einem steilen und hohen Abhange gut beobachtbaren Masse Verwerfungsbrüche nicht erkennbar sind, gewinnt es den Anschein, dass man hier steile Falten mit vollständiger Parallelstellung der Schenkel anzunehmen habe.

Für das Vorherrschen der Faltung spricht auch noch sehr lebhaft der Umstand, dass die Hornsteinkalke fast stets secundäre Windungen zeigen, die sehr häufig in ausgezeichnete secundäre Faltungen, ja selbst in Faltungen von wahrhaft mäandrinischer Form übergehen. Bestimmt erkennbare, klare Verwerfungsbrüche konnten an keiner Stelle nachgewiesen werden, obgleich die oft sehr mächtigen, nackten Wände der eigentlichen Pieninen für derartige Beobachtungen ganz geeignete Objecte bilden. Ebensowenig konnten Blattverschiebungen erkannt werden.

Diese Umstände machen es gewiss sehr wahrscheinlich, dass auf die Gestaltung der Hornsteinkalkklippen die Faltung einen vorwiegenden Einfluss genommen hat, während Verwerfungsbrüche keine wesentliche Rolle spielen. Das umgekehrte Verhältniss beherrscht die Klippen der versteinerungsreichen Facies, welche nur Spuren von Faltung, dagegen in ausgezeichneter Weise Brüche und Querverschiebungen erkennen lassen. Vielleicht war es in erster Linie der überaus massige und oft sehr mächtige, fast ganz schichtungslose weisse Crinoidenkalk, welcher die Wirkung der faltenden Kräfte im Bereiche der versteinerungsreichen Facies fast gänzlich aufgehoben hat, während die wohl- und dünngeschichteten, wenn auch kieselreichen Hornsteinkalke und die mergeligen Posidonienschiefer von der Faltung vollständig überwältigt werden konnten.

Im westlichen Theile des pieninischen Zuges zeigen die Klippen der versteinerungsreichen Facies ausschliesslich den Reihentypus. Im Neumarkter Abschnitte treten in klarer Anordnung zwei streng lineare Reihen hervor (vergl. Taf. X), welche von Westsüdwest nach Ostnordost streichen und daher das Hauptstreichen der ganzen Zone unter einem spitzen Winkel schneiden. Sie liegen im nördlichen Theile der Klippenzone. Jede Reihe wird im Süden von mächtigen, langen

Zügen der Hornsteinkalkfacies begleitet. Das Einfallen richtet sich bei den Klippen der versteinerungsreichen Facies dieses Abschnittes vorwiegend gegen Südsüdost. Der Czorsztyner Abschnitt beginnt bei der Cislowa skala mit einer Klippenreihe, welche zunächst bis zu der grossen Durstiner Crinoidenkalkklippe unter deutlicher Ablenkung der Leitlinie gegen Ostsüdost streicht und nahe der Südgrenze der Klippenzone gelegen ist. Südlich von dieser Gegend findet in der Hohen Tatra eine ganz übereinstimmende, nur etwas stärkere Schwenkung der Kalkzone statt und es liegt daher sehr nahe, beide Erscheinungen in Zusammenhang zu bringen (vergl. Taf. X). Von der grossen Durstiner Klippe an streicht die Klippenreihe der versteinerungsreichen Facies gegen Ostnordost und Ost, schwenkt in Falstin quer auf die Richtung der ganzen Klippenzone gegen Nordnordost, biegt dann in einem regelmässigen Bogen gegen Ost oder, genauer gesagt, Ostsüdost, um endlich vor Czorsztyn wieder gegen Ostnordost abzulenken (Taf. X, Fig. 12). In Czorsztyn selbst bricht dieser Zug knapp am Nordrande der Klippenzone ab, der in Krempach und Uj-Bela nahe dem Südrande seinen Anfang genommen hat.

Fast ausnahmslos fallen die Schichten dieser Klippenreihe nach Süden ein und es herrscht die normale Lagerfolge, so dass der weisse Crinoidenkalk stets auf der Nordseite der Klippen zum Vorschein kommt. Die Regelmässigkeit der Anordnung und des Baues ist eine so weitgehende, dass gewisse kleine Abweichungen, wie sie z. B. bei Durstin vorkommen, kaum in Betracht zu ziehen sind. Die gleichmässige Fallrichtung kommt, wie ein Blick auf die Abbildung Fig. 9 zeigt, selbst in der äusseren Form der Klippen zum Ausdruck. Dadurch, dass diese Klippenreihe von Durstin an mehr gegen Norden ablenkt, ist im Süden derselben Raum für die Entwicklung neuer Klippenzüge geboten. Zunächst taucht der mächtige Hornsteinkalkzug des Braniszko und der Gegend Zlatne auf (I), und weiter östlich schieben sich immer neue Züge ein, bei Nedetz der Flakizug (II), bei Sromowce der Kronenbergzug (III), im Pieninendurchbruch die Golica, um nur die wichtigsten namhaft zu machen. Aehnlich wie die Klippenreihe der versteinerungsreichen Facies, beginnt auch der Hornsteinkalkzug des Braniszko nahe dem Südrande der Klippenzone und erlischt, indem er ebenfalls parallel der Falstiner Reihe gegen Nordosten zieht, bei Kroscienko knapp am Nordrande der Klippenzone. Der zweite Hauptzug der Hornsteinkalkfacies, der sogenannte Flakizug und der damit verbundene Kronenbergzug, finden dagegen östlich vom Pieninendurchbruch eine weitere Fortsetzung und ziehen ungefähr parallel dem Hauptstreichen gegen Südosten.

Zwischen dem Braniszko-Zlatne- und dem Flakizuge beginnt bei Nedetz eine neue Reihe der versteinerungsreichen Facies, welche bis zum Pieninendurchbruch meist nur durch, weit von einander abstehende Klippen gebildet wird, dagegen weiter östlich zu ausgezeichneter Entwickelung gelangt. Im Gegensatze zu der ausgesprochen südlichen Fallrichtung der nördlichen Hauptreihe der versteinerungsreichen Facies zeigen die Hornsteinkalkzüge südlich davon und auch die zweite Reihe der versteinerungsreichen Facies (zwischen dem I. und II. Horsteinkalkzuge) fast ausschliesslich nördliches Einfallen.

Im Szczawnic-Jarembiner Abschnitte sind zwei Klippenreihen der versteinerungsreichen Facies vorhanden, eine nördliche Hauptreihe, welche die Fortsetzung der südlichen Reihe des Czorsztyner Abschnittes bildet, und eine südliche Parallelreihe, die am Rabstein unvermittelt beginnt. Beide werden im Süden von je einem schmalen Bande von dichtgestellten, langgezogenen Hornsteinkalkklippen begleitet, welche zwar niemals dieselbe Ausdehnung erreichen, wie im Czorsztyner Abschnitte, aber doch meist viel grösser oder mindestens länger sind, wie die versteinerungsreichen Klippen. In dieser Region herrscht die nördliche Fallrichtung, welche namentlich bei den grösseren Klippen ausnahmslos zu beobachten ist (Rabstein, Szafranówka, grosse Klippe von Jaworki, Vysoka, Klippen am Ričkabache u. s. w.). An drei Stellen kommt eine Verbindung der Hauptreihe mit der südlichen Parallelreihe durch nordsüdlich aufeinander folgende Klippen zu Stande, und zwar in Smerekowa-Varticka an der ungarisch-galizischen Grenze, in Littmanowa und am vollständigsten in Jarembina. Die versteinerungsreichen Klippen des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes schliessen sich zum Theil dem Reihentypus an, die Klippen von Jaworki, Littmanowa und Jarembina repräsentiren in ausgezeichneter Weise den Gruppentypus, sind aber von den ersteren nicht streng geschieden. Im westlichen Theile des Abschnittes tritt, nahe dem Südrande der Klippenzone, in einer sonst klippenfreien Partie ganz unvermittelt die mächtige Trias- und Liasklippe von Haligocs auf, welche eine wirkliche „Einzelklippe" bildet. Die Klippenreihen des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes verlaufen dem Streichen der ganzen Zone, welches vom Pieninendurchbruch an gegen Südosten gerichtet ist, im Allgemeinen parallel. Die nördliche tritt an einzelnen Stellen, namentlich in Bialawoda und Littmanowa sehr nahe an die Nordgrenze der Klippenzone heran.

Im Lublauer Abschnitte endlich ist, von einigen isolirten Vorkommnissen abgesehen, nur eine Reihe der versteinerungsreichen Facies entwickelt, welche hauptsächlich dem Reihen- und in geringerer Ausdehnung dem Gruppentypus folgt und von einem Bande von grossen Hornsteinkalkmassen im Süden begleitet wird. Oestlich von Hajtuvka nehmen die Klippen an Grösse allmälig ab, bis sie bei Ujak vollständig unter der Eocändecke verschwinden.

Aus diesen kurzen Andeutungen über die topische Vertheilung der Klippen, über welche die schematische Karte, Taf. X, eine Vorstellung vermitteln soll, folgt zunächst, dass die Klippenreihen keineswegs hauptsächlich die Mitte der Klippenzone einnehmen, wie vielfach behauptet wird, sondern knapp am Nord- oder am Südrande gelegen sind. Ferner zeigt es sich, dass sie dem allgemeinen Streichen der Zone nicht streng parallel laufen, sondern dasselbe häufig unter spitzen Winkeln schneiden, sogar in querer, nordsüdlicher Richtung verlaufen und die verschiedenartigste Stellung im Rahmen der Klippenzone behaupten können. Endlich ist hervorzuheben, dass die gegenseitige Lage der versteinerungsreichen und der Hornsteinkalkklippen durch die Angabe, dass die letzteren hauptsächlich auf den südlichen, die ersteren auf den nördlichen Theil der Klippenzone beschränkt sind, nicht zutreffend dargestellt wird. Das Richtige ist, dass jeder Klippenstrich der versteinerungsreichen

Facies im Süden von einem gleichlaufenden Bande von Hornsteinkalkklippen begleitet wird, wie dies ein Blick auf die Karte (Taf. X) lehrt. Da nun im grössten Theile des pieninischen Klippenzuges zwei Reihen der versteinerungsreichen Facies vorhanden sind und diese das allgemeine Streichen der Zone zum Theil schneiden, so geschieht es, dass sowohl Hornsteinkalkklippen in grosser Ausdehnung an den Nordrand, wie auch versteinerungsreiche Klippen an die Südgrenze der Klippenzone gelangen können, und in querer, nordsüdlicher Richtung ein bandweiser, zweimaliger Wechsel der genannten Facies eintreten muss.

Tektonik der Klippenhülle. Die Unmöglichkeit, im cretacischen Theile der Klippenhülle der Pieninen eine sichere Gliederung durchzuführen, bildet den hauptsächlichsten Grund, warum die Erkennung der Tektonik der Klippenhülle mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist und die auf diesem Gebiete erzielten Ergebnisse noch wenig befriedigende sind.

Im Gebiete der Hüllschiefer beobachtet man fast ausschliesslich steile, oft um die Verticale wechselnde Schichtstellung. Die Einfallsrichtung hält bald auf weite Strecken im Streichen und quer auf dasselbe gleichbleibend an, bald findet oftmaliger Wechsel der Fallrichtung statt. Wieder in anderen Fällen kommen secundäre Fältelungen derselben Art, wie man sie in allen schieferigen Schichten der Flyschzone so häufig beobachtet, vor. Es kann kein Zweifel sein, dass die Hüllschiefer zahlreiche kleinere Falten mit theilweise parallelen Schenkeln bilden, da man sonst zu enormen Ziffern für die Mächtigkeit der Hüllschichten gelangen würde, allein die Verfolgung dieser Falten im Detail lässt sich gegenwärtig nicht sicher durchführen. Zwischen den cretacischen Hüllschiefern und den alttertiären Sandsteinen, Schiefern und Conglomeraten besteht völlige Concordanz der Lagerung; auch das Eocän zeigt steile Schichtstellungen und bildet Mulden mit völlig zusammengepressten Schenkeln.

Bemerkenswerth ist die Thatsache, dass die Fallrichtung der Hüllschiefer häufig von der der Juraklippen abhängt. Dies gilt namentlich in jenen Gegenden, wo die Juraklippen eine mächtige Entwicklung erreichen, wie z. B. in den eigentlichen Pieninen, wo die Hüllschiefer in der Umgebung der Hornsteinkalke mit diesen gegen Norden einfallen, in einiger Entfernung von den Klippen dagegen die entgegengesetzte Fallrichtung annehmen. In der Nähe der Südgrenze herrscht im Bereiche der Hüllschiefer wohl ausnahmslos steil südliches Einfallen und auch am Nordrande der Klippenzone wurde die südliche Fallrichtung sehr häufig beobachtet.

Die Streichungsrichtung der Hüllbildungen lässt sich am besten aus dem Verlaufe der Sandsteinzüge entnehmen, welche in der Gegend zwischen Krempach und Falstin sehr deutlich die tektonische Selbstständigkeit der Klippen und ihrer jüngeren Hülle erkennen lassen. Während die Klippenreihe in Falstin gegen Nordnordost streicht, verlaufen die Sandsteinzüge fast genau ostwestlich und treten mit ostwestlich streichenden Schichten an den gegen Norden biegenden Klippenzug heran. Es besteht also kein tektonischer Zusammenhang zwischen den Klippen und ihrer Hülle. Derselbe Sandsteinzug, der bei Friedmann

von der Klippenreihe 1·27 Kilometer entfernt ist, tritt in Blahuti bei Falstin unmittelbar an dieselbe heran, ohne sein Streichen im Mindesten verändert zu haben.

Die unmittelbare Anlagerung der Hüllschichten an die Klippen wird von allen Autoren als discordant bezeichnet und in der That kann man dies an manchen günstig aufgeschlossenen Punkten, wie an der Kremlitza (Fig. 7) sehr gut beobachten. Besonders klar tritt die Discordanz auch bei der grossen Trias-Liasklippe von Haligocs hervor, da bei diesem „Diagonalhorst" die Streichungsrichtung der Schichten mit der Längserstreckung einen Winkel bildet (Fig. 29). Bei den grossen Juraklippen von mehr oder minder quadratischem Umriss ist eine andere, wie eine discordante Anlagerung von vorneherein ausgeschlossen und auch da, wo Conglomeratmassen unmittelbar an das Juramaterial an- und demselben auflagern (Taf. IX, Prof. 2), kann über die Discordanz kein Zweifel sein.

Wo jedoch Klippen von gestreckter, schmaler Form vorliegen, wie dies bei dem Reihentypus der versteinerungsreichen Facies und bei der Hornsteinkalkfacies meist der Fall ist, ist diese Discordanz in der Natur oft nicht nur nicht ersichtlich, sondern man beobachtet viel häufiger eine vollkommene Concordanz zwischen dem Klippenmaterial und der Hülle. Man sieht nicht selten die Hüllschichten unter den Klippenkalk gleichförmig einfallen und denselben auch gleichförmig überlagern. Es ist daher wohl begreiflich, dass die älteren Beobachter ursprünglich die Klippenkalke als Einlagerungen betrachtet haben. Eine Erklärung dieses Verhältnisses wird weiter unten versucht werden.

Die Grenze zwischen der Klippenhülle und den Klippen ist stets scharf, niemals konnte eine Wechsellagerung zwischen den klippenbildenden Schichten und der Hülle oder ein Uebergang wahrgenommen werden.

Die nahezu geradlinig verlaufende Südgrenze der Klippenzone lässt sich bei dem auffallenden petrographischen Unterschied, der zwischen den Alttertiärbildungen im Süden der Klippenzone und den Hüllschiefern besteht, überall leicht und scharf festlegen. Das tektonische Bild der Grenzregion zeigt im Wesentlichen überall eine überraschende Uebereinstimmung. An die steil gestellten oder steil südlich einschiessenden Hüllschiefer legen sich die Alttertiärschiefer und Nummuliten-Conglomerate entweder mit steilen Schichten an oder die letzteren lassen sogar ein leichtes Einfallen gegen die Klippenzone erkennen, oder es sind einige untergeordnete steile Knickungen vorhanden. Diese Steilstellung und Zusammenpressung des Eocäns ist aber nur auf die Contactregion selbst beschränkt, sie verschwindet wenige Meter (5—10) weiter südlich, um regelmässigen Lagerungsverhältnissen Platz zu machen. Die Alttertiärschichten fallen anfangs noch ziemlich steil von der Klippenzone nach Süden ab, legen sich aber schon in geringer Entfernung etwas flacher und nehmen im Allgemeinen eine um so flachere Lagerung an, je weiter man sich von der Klippenzone gegen die Mitte der Alttertiärmulde zwischen Klippenzone und Tatra entfernt (Fig. 5, Fig. 28, Taf. IX).

In vollem Gegensatz hiezu stehen die Verhältnisse an der Nordgrenze der Klippenzone. Da zwischen den alttertiären nördlichen Grenzbildungen und einem Theile der cretacischen Hüllschiefer ein leicht fassbarer petrographischer Unterschied nicht besteht, lässt sich die Lage der Grenzlinie und daher auch die Tektonik der Contactregion nicht immer mit befriedigender Schärfe erkennen. Sicher ist es, dass die Schiefer und Sandsteine der nördlichen Grenzzone mehrere secundäre Faltungen bilden, in der Nähe der Klippenzone nach Süden, also gegen dieselbe einfallen, dagegen den weiter nördlich ausgebreiteten Magurasandstein an einigen Punkten deutlich unterlagern. Der Magurasandstein ist, wie schon früher [1]) gezeigt wurde, in regelmässige Falten gelegt, und bringt dadurch den auffallenden Gegensatz zwischen der Region im Süden und der im Norden der Klippenzone lebhaft zum Ausdruck (vergl. Taf. X).

Die andesitischen Durchbruchsmassen nehmen, wie schon von Neumayr erkannt wurde, auf die Tektonik der Klippenzone nicht den mindesten Einfluss. Sie folgen in ungefähr ostwestlicher Richtung (genauer von Ostsüdost nach Westnordwest) auf einander und liegen theils im nördlichen Theile der eigentlichen Klippenzone, theils in der nördlichen Grenzzone oder im Magurasandstein.

Aus diesen Darlegungen ergiebt sich als Hauptresultat, dass die pieninischen Klippen, an deren Zusammensetzung alle Formationsstufen von der Trias bis in's Neocom betheiligt sind, keineswegs als regellos aus einer geologisch jüngeren Hülle aufragende Schollen, sondern als zwar individualisirte, jedoch mit ihrem örtlichen Ganzen in tektonischem Zusammenhange stehende Theile eines älteren Gebirges zu betrachten sind, welche sich durch einen, ihnen eigenthümlichen und von der Tektonik der Klippenhülle abweichenden geologischen Bau auszeichnen.

Zu derselben Grundanschauung gelangte auch G. Stache durch die Untersuchung der pieninischen und der Unghvárer Klippen [2]) und er zog auch bereits aus derselben die in orogenetischer Hinsicht, wie mir scheint, einzig mögliche Consequenz, indem er annahm, dass die Klippen schon vor Ablagerung der (von ihm als neocom angesehenen) Hüllschichten ein gefaltetes und gehobenes Gebirge vorstellten. Anders gestaltet sich die Deutung des Klippengebirges durch M. Neumayr, und ich möchte zuerst dessen Klippentheorie näher besprechen, bevor ich auf die Entstehung der Klippenzone auf dem von Stache eröffneten Wege eingehe.

Wie schon im historischen Theile dieser Arbeit (pag. 581) auseinandergesetzt wurde, führte M. Neumayr die Entstehung der Klippen auf die Gebirgsfaltung zurück, und erklärte das discordante Durchtreten der Klippenriffe durch das jüngere Hüllgestein durch ein seltenes Zusammentreffen mehrerer günstiger, nach derselben Richtung wirkender

[1]) Jahrbuch 1888, pag. 185, Taf. II, Prof. 1.

[2]) C. Paul veröffentlichte schon vor G. Stache eine Definition der Klippen, welche sich mit dieser Anschauung vollständig deckt (vergl. den historischen Theil), ging jedoch auf die Entstehung der Klippen nicht näher ein.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII

Umstände, welche hier local eine ganz abnorme Form von Faltenaufbrüchen erzeugt haben, bei welchen der Faltenkern in Form einzelner Riffe und Schollen den ursprünglich concordant abgelagerten jüngeren Mantel durchbrochen hat. „Beim Einwirken eines gewaltigen lateralen Druckes gaben natürlich die bedeutend weicheren Sandsteine und Mergel demselben viel mehr nach und liessen sich viel leichter in Falten biegen, als die harten, spröden jurassischen Kalkgebilde, welche in Folge des starken Druckes bei Ueberschreitung der Elasticitätsgrenze an der Decke des sich bildenden Gewölbes barsten; die Bruchränder, sowie die sich loslösenden kleineren Schollen und Trümmer mussten sich in das ausserordentlich weiche und nachgiebige Material der Neocomschiefer hineinpressen und diese sich ganz dem neugebildeten Relief der Kalke anschmiegen. Auf diese Weise kam die Discordanz zwischen Jura und Neocom zu Stande.“ (Neumayr l. c. pag. 527.)

Als fördernde Umstände, welche diesen Vorgang begünstigten, führt Neumayr folgende an. Erstens wurde angenommen, dass sich knapp südlich vom Klippenzuge die Grenze zwischen der dolomitischen und der sandigen Facies eines Theiles der oberen Kreide befinde. Ein Horizont der Kreide, welcher weiter nördlich durch einen wenig mächtigen Sandstein vertreten ist, sollte unmittelbar südlich von der Klippenzone in Form des ausserordentlich mächtigen und widerstandsfähigen Chocs-Dolomites ausgebildet sein. Wo dieser Widerstand wegfiel, d. h. gerade an der Klippenlinie, musste die in ihrer Entwicklung plötzlich freiere Faltenbildung ganz abnorm intensiv auftreten. Ferner wurde vorausgesetzt, dass gerade im Streichen des pieninischen Zuges die Grenze zwischen zwei verschiedenen Ausbildungsarten des Jura liegt, deren Differenz durch sehr verschiedene Tiefe der Ablagerungsräume erklärt wurde. Südlich vom Klippenzuge sollte sich aus tiefem Meere die Hornsteinkalk- und Aptychenfacies, im nördlichen Theile desselben Zuges die versteinerungsreiche Facies in geringerer Meerestiefe abgelagert haben. Der Uebergang der verschiedenen Meerestiefen musste sich durch eine schmale, daher sehr abschüssige Zone vollziehen, längs welcher sich in Folge der geneigten Stellung weniger Sediment ablagern konnte, als in den benachbarten horizontalen Meeresräumen. Es war daher die spätere Klippenregion auch aus diesem Grunde ein Gebiet, in welchem die Gebirgsfaltung den geringsten Widerstand vorfand.

Die mechanische Möglichkeit des von Neumayr vorausgesetzten Vorganges möchte ich nicht in Abrede stellen. Es wäre nicht undenkbar, dass der geborstene Rücken einer Antiklinale unter gewissen Umständen von den Schenkeln gewissermassen abgeschnürt und bei weiterem Fortschreiten der Faltung in den geologisch jüngeren Mantel heraufgehoben wird. Die thatsächlichen Voraussetzungen jedoch sind sämmtlich unzutreffend, sie existiren in Wirklichkeit nicht und beruhen nur auf Deutungs- und Beobachtungsfehlern.

Die Annahme, dass die Klippenzone an der Grenze zwischen der dolomitischen und der sandigen Entwicklung der oberen Kreide gelegen ist, beruht auf der Deutung der grossen Felsmasse von Haligocs (Lesnitz) als Chocs-Dolomit. Wie oben gezeigt wurde, ist dies ein Irrthum, die fragliche Felsmasse ist eine echte, aus triadischen und liassischen

Kalken, Dolomiten, Quarziten und Schiefern bestehende Klippe. Ebenso kann die Ansicht, dass der nördliche Theil der Klippenzone zur Juraperiode ein seichteres Meer gebildet habe, wie der südliche und die Region der Hohen Tatra, gegenwärtig keinen Anspruch mehr auf Geltung erheben, da es sich gezeigt hat, dass in der Hohen Tatra neben Aptychenkalken die sämmtlichen Bildungen der versteinerungsreichen Facies, genau so, wie in der Klippenzone vorkommen, dass ferner in der Klippenzone selbst ein bandweises Wechseln dieser Facies eintritt und dass es endlich überhaupt gar nicht wahrscheinlich ist, dass beide Facies eine wesentlich verschiedene Meerestiefe zu ihrer Ablagerung erheischt haben.

Jene begünstigenden Umstände, deren Zusammentreffen Neumayr als wesentliche Vorbedingung für die Entfaltung der Klippenbildung betrachtete, kommen sonach in Wegfall, dagegen bleibt der von Neumayr selbst aufgeworfene Einwand bestehen, dass die Ueberlagerung eines harten, spröden Schichtverbandes durch einen überaus weichen und plastischen für sich allein noch nicht genügt, um bei der Faltung zur Bildung von durchspiessenden Klippen zu führen, da diese Erscheinung sonst eine viel allgemeinere sein müsste. Ebenso vermag die so geistreiche Neumayr'sche Hypothese die Regelmässigkeit des typisch eigenthümlichen Baues der Klippen nicht zu erklären. Dies gerade ist ein Punkt, den Neumayr nicht anerkannt hat, seine Hypothese baute sich im Gegentheil auf der Annahme auf, dass die Klippen in ihrem Auftreten die grösste Regellosigkeit zum Ausdruck bringen und er hat dieses Verhältniss geradezu als Einwand gegen die Voraussetzung des Bestandes eines älteren, selbstständigen Klippengebirgssystemes aufgestellt. Es wird daher nothwendig sein, diesem Gegenstande, dessen entscheidende Bedeutung schon in der historischen Einleitung betont wurde, noch einige Worte zu widmen.

Im Verlaufe der Darstellung wurden zahlreiche Beispiele für die Gesetzmässigkeit des geologischen Baues der Klippen niedergelegt und gezeigt, dass die Klippen in der That Glieder eines selbstständigen, nach besonderen Typen gebauten, von der Klippenhülle durchaus unabhängigen Gebirges sind. Die Uebereinstimmung des geologischen Baues ist eine sehr weitgehende, und sie ist auch Prof. Neumayr, obwohl seine Aufmerksamkeit hauptsächlich der Stratigraphie zugewendet war, nicht entgangen, da er erwähnt, dass man sich in den Gebieten grösserer Massenentwicklung der Klippen und nach graphischer Darstellung auf der Karte überzeugen kann, dass „im Grossen und Ganzen und namentlich an den bedeutenderen Klippen die Streichungsrichtung der Kalkschichten mit der Hauptstreichungsrichtung der Klippenzone parallel läuft“ (l. c. pag. 475). Seine Ansicht von der Regellosigkeit der Klippen wurde von jenen Theilen der Klippenzone abgeleitet, welche von ihm sehr zutreffend „Zersplitterungsgebiete“ genannt wurden, Gebiete, in welchen namentlich kleinere Klippen in sehr grosser Zahl entwickelt sind.

Im Bereiche des „Gruppentypus“ bieten, wie oben auseinandergesetzt wurde, die Zersplitterungsgebiete keinerlei Schwierigkeiten, unbeträchtliche Verwerfungsbrüche genügen hier zur Erklärung der Lagerung. Im Bereiche des „Reihentypus“ zeigen die Zersplitterungsgebiete zum Theil denselben regelmässigen Bau, wie die grossen Klippen,

wie dies z. B. in Krempach so schön zu sehen ist (Fig. 9), zum Theil treten allerdings jene Verhältnisse ein, welche für Prof. Neumayr massgebend waren, in Wirklichkeit aber, wie ich glaube zeigen zu können, nicht massgebend sind. Wie schon Neumayr selbst (l. c. pag. 475) bemerkt hat, dürften viele dieser ganz kleinen Klippen Blöcke bilden, welche ringsum vom jüngeren Hüllgestein umgeben sind. Manche wurden nach Neumayr durch Steinbruchsarbeiten vollständig ausgehoben, so dass die Richtigkeit dieser Thatsache nicht in Zweifel zu ziehen ist. Das Vorhandensein solcher Blöcke kann, wie schon Paul betont hat, am Strande von Inselbergen nichts Unerwartetes sein. Andere dagegen wird man nicht als Blöcke betrachten können, doch auch diese vermögen die Regelmässigkeit der Klippentektonik nicht wesentlich zu alteriren. Derartige Schollen sind im Verhältniss zu den gesetzmässig gebauten Klippen doch nur sehr wenig zahlreich und kommen niemals in grösserer Menge nebeneinander vor, sondern treten da und dort in Begleitung grösserer, regelmässig gebauter Klippenzüge auf.

So erscheinen z. B. im Norden der sonst sehr typischen Klippenkämme von Czorsztyn drei kleine Klippen von abweichendem Baue, ebenso kommen unregelmässige Klippen bei Durstin, in Bialawoda u. s. w. vor. Bei der Beurtheilung solcher Vorkommnisse ist grosse Vorsicht geboten. So ist es beispielsweise durchaus unstatthaft, das Auftreten von Crinoidenkalk in der Streichungsfortsetzung einer aus Czorsztyner Kalk bestehenden Klippe als mit der Annahme eines tektonischen Zusammenhanges unvereinbar hinzustellen, denn man weiss ja, wie häufig Horizontalverschiebungen, welche dieses Verhältniss ohne Schwierigkeit erklären, an einer und derselben Klippe thatsächlich vorkommen. Ebenso wenig darf ein solcher Schluss gezogen werden, wenn Klippen mit sich kreuzenden Streichungsrichtungen einander benachbart sind, denn es wurden wiederholt Krümmungen und Biegungen der Streichungslinie selbst an kleinen Klippen beobachtet. Ich verweise diesbezüglich nur auf die zwei Klippen am Ufer des Rogóznikbaches in Stare Bystre (Fig. 1) und auf zwei Klippen in der Gegend Laurenzowa in Krempach (pag. 617).

Die mannigfaltigsten Störungen vollziehen sich an Klippen auf engstem Raume, das Fehlen eines Mittelstückes von 1 oder 2 Meter kann schon genügen, um zwei Klippen als unregelmässig und abweichend gebaut erscheinen zu lassen, deren tektonischer Zusammenhang bei Vorhandensein des Mittelstückes einfach und klar erkennbar wäre.

Es lässt sich sogar aus gewissen, eigenthümlich gestörten Klippen ein Argument gegen den von Neumayr angenommenen Bildungsvorgang der Klippen ableiten. So ist es kaum denkbar, dass sich durch das Losreissen eines Stückes des Sattelrückens eine Klippe habe bilden können, bei welcher eine Lage von Crinoidenkalk die abgeschnittenen Schichtköpfe steil gestellter Czorsztyner Kalkbänke bedeckt, wie dies bei der unter Fig. 18 dargestellten Klippe von Czorsztyn der Fall ist. Da kann wohl nur angenommen werden, dass diese Störung bereits bestanden hat, bevor noch die Hüllschichten zur Ablagerung gelangten.

Ein fernerer, gegen das Vorhandensein eines älteren Gebirges erhobener Einwand, der des Mangels von Strand-Conglomeraten im cretacischen und eocänen Theil der Klippenhülle, beruht auf unvollständiger Beobachtung. In Wirklichkeit ist die Klippenhülle, wie aus der Detailbeschreibung und dem stratigraphischen Theile hervorgeht, ausserordentlich reich an verschiedenartigen Conglomeraten, welche oben so eingehend besprochen wurden, dass ich hier nicht mehr darauf zurückzukommen brauche. Ich erwähne nur, dass neben Localgeschieben aus Hornsteinkalk und Hornstein, Czorsztyner Kalk, Crinoidenkalk, Triasdolomit und Liaskalk (letztere nur an der Aksamitka) auch ortsfremde, wohl aus dem Süden stammende Geschiebe (Quarzit, Gneiss, Porphyr, Porphyrit, Hippuritenkalk etc.) vorhanden sind. Dass Geschiebe von Crinoiden- und Czorsztyner Kalk viel seltener sind, als solche von Hornsteinkalk, entspricht nur dem Massenverhältniss, in welchem diese Bildungen an der Zusammensetzung des Klippengebirges betheiligt sind.[1])

Gegen den von Neumayr gegebenen Erklärungsversuch sprechen auch noch andere Verhältnisse. In vielen Theilen der Klippenzone treten die Hornsteinkalke in mächtigen, mehrere Kilometer langen Bergmassen auf, die man wohl nicht mehr als geborstene Sattelrücken betrachten kann. Sie müssten den tieferen Faltentheilen entsprechen und demgemäss einen regelmässigen und einfachen Faltenbau erkennen lassen, an dessen Stelle in Wirklichkeit sehr complicirte Verhältnisse zu beobachten sind. Auch das Nebeneinanderlaufen solcher massiger, tiefen Faltentheilen entsprechender Aufbrüche neben Falten, von denen nur die obersten, geborstenen Partien an die Oberfläche treten, wäre nicht leicht zu erklären. Das Hervortreten einer 2·25 Kilometer langen Masse von Trias- und Liasgesteinen, wie sie die Haligocser Klippe darbietet, auf dem Wege der Faltung wäre nur denkbar, wenn zwischen dem Lias und den Hüllschichten die jüngeren Jurabildungen vorhanden wären. Statt dessen umgeben die cretacischen Hüllschichten auf der Ostseite der Klippe, die als typischer Diagonalhorst zu bezeichnen ist, Triasdolomit, auf der Westseite Liaskalk und von den jüngeren Jurabildungen ist keine Spur zu erkennen (Fig. 29).

Auf Grund der mitgetheilten Beobachtungen scheint demnach die mit so vielem Scharfsinn und Wärme vertretene Hypothese, dass die Klippenbildung in den Pieninen auf eine abnorme Art von Faltung zurückzuführen sei, nicht annehmbar.

Die Unhaltbarkeit der älteren Anschauungen, welche die Klippen mit Korallenriffen in Analogie brachten oder den Trachyteruptionen eine massgebende Bedeutung zuschrieben, wurde schon von Neumayr eingehend dargelegt; es erscheint daher überflüssig, hierauf nochmals zurückzukommen. Auch die hie und da geäusserte oder angedeutete Ansicht, dass die Klippen insgesammt nur grosse Einschlussblöcke bilden, bedarf keiner ausführlichen Widerlegung. Dieser Gedanke wäre in der That sehr verführerisch, wenn die Klippen eine gewisse Grösse nicht überschreiten würden. Nach den Erfahrungen, die in dieser Richtung in Schlesien gemacht wurden, wo sich nach Hohenegger

[1]) Jahrbuch 1877, pag. 447.

mächtige, hausgrosse Massen von Stramberger Kalk durch steinbruchmässigen Abbau als Einschlussblöcke erwiesen haben[1]), könnte man sich dazu verstehen, selbst den grösseren Theil der Klippen der versteinerungsreichen Facies in den Pieninen als Blöcke anzusehen, wenn nicht deren regelmässiger Bau dagegen sprechen würde und wenn nicht auch Klippen von 1—1·5 Kilometer Länge vorhanden wären, die denn doch als Blöcke nicht wohl zu denken sind. Im Waagthale erreichen die Klippen der versteinerungsreichen Facies noch viel grössere Dimensionen und die Hornsteinkalkklippen vollends bilden auch in den Pieninen meilenlange, selbstständige Bergzüge.

Eine in der Literatur des südlichen Klippenzuges bisher nicht näher besprochene Möglichkeit der Klippenbildung durch tektonische Vorgänge ist noch folgende. Nimmt man an, dass das nachmalige Klippenterrain nach Absatz der auf den ungestörten, älteren jurassischen Schichten abgelagerten Hüllschiefer von zahlreichen Längs-, Quer- und Grabenbrüchen durchzogen wurde und auf diese Weise zahlreiche Horste gebildet wurden, welche später sammt ihrer Umgebung eine gemeinsame Faltung zu bestehen hatten, so erhält man Componenten, deren Zusammenwirken ein Terrain zu schaffen im Stande gewesen sein könnte, das ungefähr den Klippen entspricht. Eine derartige Hypothese lässt jedoch die Thatsache des specifisch eigenthümlichen Baues der Klippen und ihre Unabhängigkeit vom Baue der Hüllschiefer, sowie das Vorhandensein der massenhaften Strandconglomerate gänzlich unerklärt und kann daher nicht weiter verfolgt werden.

Dieselben Beobachtungsthatsachen, welche gegen die Klippenbildung auf dem Wege abnormer Faltung und von Faltung begleiteter Horstbildung sprechen, finden eine befriedigende Erklärung durch die Annahme eines vor Absatz der Hüllschichten gebildeten, selbstständigen älteren Gebirges, an dessen Zusammensetzung dieselben Formationen, wie in der Hohen Tatra, mit Ausnahme des Archäischen und des Permquarzites, betheiligt sind. Die Grundzüge des geologischen Baues wurden durch eine Faltungsperiode vorgezeichnet, welche nach Abschluss der Unterkreide eintrat. Mit Beginn der grossen allgemeinen Transgressionsperiode der Oberkreide, welche vielleicht nicht in allen Theilen der Klippenzone gleichzeitig einsetzte, wurde das vorgebildete Terrain überfluthet und es gelangten die Hüllschiefer zur Ablagerung.

An diese Phase der geologischen Geschichte des Klippenterrains knüpft sich zunächst die schon von G. Stache angeregte Frage, ob das gefaltete Klippengebirge vollständig vom Meere überzogen oder etwa eine Archipelbildung vorhanden war?

Für die Beantwortung derselben kommen die schon wiederholt erwähnten Strandconglomerate in Betracht, deren massenhafte Entwicklung im Bereiche der Klippenhülle jedem Zweifel entrückt ist. Es konnte gezeigt werden, dass ein Theil derselben sicher cretacischen, ein anderer sicher eocänen Alters ist. Die grössten Einzelmassen unter diesen Conglomeraten (Aksamitka, Stare Bystre) sind bestimmt eocän und wenn auch die geologische Karte aus gewissen Gründen einen

[1]) Geognostische Karte der Nordkarpathen etc. 1861, pag. 13.

grossen Theil der Sandsteine und Conglomerate der Klippenhülle der Kreide zuschreiben musste, konnte es doch als wahrscheinlich bezeichnet werden, dass vielleicht die Mehrzahl derselben in Wirklichkeit dem Eocän angehören mag. Ich bin geneigt, den überwiegenden Theil der Conglomerate in das Eocän zu versetzen, betone aber auch das sichere Vorkommen solcher Bildungen in Schichten, welche Inoceramen einschliessen (Czorsztyn, pag. 658). Archipelbildungen zur Zeit der Oberkreide erscheinen demnach für die pieninische Klippenzone nicht ausgeschlossen, sicher waren mindestens Untiefen vorhanden. Zur Eocänperiode dagegen kann mit positiver Bestimmtheit das Vorhandensein von, über den Meeresspiegel emporragenden Inseln behauptet werden. Eine so enorme Conglomeratmasse aus Localgeschieben, wie sie die, an die Haligocser Trias-Liasklippe sich anlehnende Aksamitka und Tokarnia darbietet, kann wohl nur als Strandbildung aufgefasst werden (pag. 704) und es haben in der That alle Beobachter die derartigen, unter der Bezeichnung Sulower Conglomerate bekannten Bildungen der Karpathen als Strandconglomerate bezeichnet. Dieselbe Haligocser Klippe, auf deren Nordseite Dolomitconglomerate in einer, die Klippe selbst an Mächtigkeit und Ausdehnung übertreffenden Masse entwickelt sind, ist von inoceramenführenden Oberkreide-Schiefern umzogen, welche in dieser Gegend geschiebefrei oder mindestens sehr geschiebearm sind. Man darf aus diesem Vorkommen wohl mit einiger Berechtigung den Schluss ziehen, dass zur Oberkreide-Periode die Ueberfluthung eine vollständigere gewesen sein dürfte, wie im Eocän. Wenn demnach auch Spuren von Bohrmuscheln, welche wohl die sichersten Beweise alter Strandlinien bilden, in den Klippen nicht bekannt sind, so genügt doch das Vorhandensein der erwähnten Conglomerate, um den ehemaligen Bestand von Archipelbildungen zur Eocän- und in geringerem Masse vielleicht auch zur Oberkreide-Zeit als sichergestellt betrachten zu können.

Die Zeit des oberen Eocäns ist dagegen durch eine allgemeine Zunahme der Meeresbedeckung ausgezeichnet, wie man aus der Mächtigkeit der obereocänen Sedimente und deren Lage schliessen muss.

Eine zweite Frage, die sich hier eröffnet, betrifft die Entstehungsursache der Individualisirung der Klippen. Darf man annehmen, dass diese Individualisirung ausschliesslich durch die Denudation hervorgerufen wurde, welche mit der postneocomen Faltung und Hebung, vor Beginn der obercretacischen Ueberfluthung eingetreten sein muss, oder ist sie zahlreichen Längs- und Querbrüchen zuzuschreiben oder haben beide Factoren mitgewirkt? Die unmittelbare Beobachtung hat in dieser Hinsicht Folgendes ergeben.

Ausgesprochene Denudationsspuren konnten nur an einer Stelle, bei der grossen Klippe von Jaworki (pag. 676), erkannt werden, wo die oberste, aus Czorsztyner Kalk bestehende Decke an einzelnen Flächen entfernt und durch rothe Schiefer ersetzt erscheint. Bei der flachen, fast horizontalen Lagerung dieser Klippenmasse hat man allen Grund, dieses Verhältniss durch eine, vor Ablagerung der Hüllschiefer eingetretene Denudation zu erklären.

Bruchflächen in der Umgrenzung von Klippen wurden vielfach theils unmittelbar gesehen, theils mit grösster Wahrscheinlichkeit er-

schlossen (vergl. die Beschreibung der Klippen von Jarembina, Jaworki, Falstin etc.). Die am klarsten aufgeschlossenen Randbruchflächen zeigen die fossilreiche, langgestreckte Tithonklippe von Bialawoda (pag. 680), ferner eine Klippe am Krupianabache in Jaworki. Man muss daher beiden Factoren einen Einfluss auf die Gestaltung der Klippen zuschreiben, wenn es auch bei der geringen Grösse der Beobachtungsobjecte nur sehr schwer möglich ist, zu entscheiden, welchem von beiden man die überwiegende Bedeutung einzuräumen hat.

Die Feststellung von Brüchen als Begrenzung der Klippen rückt die weitere Frage nach dem Zeitpunkte der Entstehung dieser Randbrüche und der übrigen Brucherscheinungen nahe. Die Annahme, dass vor Beginn der Oberkreidetransgression ein gefaltetes, selbstständiges, aus Ablagerungen der Trias-, Jura- und Neocomformation bestehendes Gebirgssystem vorhanden war, begreift wohl schon in sich, dass damals auch die Bildung von Brüchen und die Individualisirung einzelner Schollen zu „Klippen" begonnen hat, schliesst jedoch die Möglichkeit nicht aus, dass sich diese tektonischen Vorgänge, Bruch- und Faltenbildung, später in vielleicht verstärktem Masse wiederholt haben. Da die unmittelbare Beobachtung bei dem Umstande, dass die Hüllschiefer leider meist nicht in genügender Ausdehnung aufgeschlossen sind, in dieser Richtung keinen Anhaltspunkt gewährt, kann dieser Frage nur mit Berücksichtigung der benachbarten Gebiete näher getreten werden, deren Beschreibung die Aufgabe der letzten Theile dieser Arbeit bilden wird. Auch die Frage, ob an der Grenze von Oberkreide und Eocän eine Ablagerungslücke und eine Festlandsperiode anzunehmen sei, möchte ich vorläufig unberührt lassen, um nicht den späteren Ausführungen vorzugreifen, von denen ich nur soviel hier vorbringen muss, als zur Würdigung der eigentlichen geologischen Bedeutung der Klippenzone erforderlich ist.

Die Bildungen der Oberkreide nehmen in der Tatra eine transgressive Lagerung an, sie finden sich in verschiedenen sehr bedeutenden Höhen und das Kreidemeer hat ohne Zweifel den grössten Theil des Gebirges, vielleicht das ganze Gebirge überdeckt. Zur Eocänzeit tritt jedoch eine gewaltige Veränderung in der Vertheilung von Wasser und Land ein. Die Tatra erscheint gehoben, den Nordrand des Gebirges bilden ausgezeichnete Strandconglomerate mit Nummuliten und Nummulitenkalken, welche sich mit nach Norden abfallenden Schichten an die verschiedenartigsten älteren Bildungen anlehnen und den unzweifelhaften Beweis erbringen, dass die Tatra zur Eocänzeit ein, vom heutigen nicht wesentlich verschiedenes Gebirge vorstellte. Auf der Nord-, Ost- und Südseite der Tatra, zu beiden Seiten des Braniszkogebirges [1]) und in anderen Theilen der Karpathen entstanden um diese Zeit ausgedehnte, innerkarpathische Senkungsfelder, die wir heute von Nummulitenkalken eingerahmt und von jüngeren Flyschsandsteinen und Schiefern ausgefüllt sehen. Das Senkungsfeld im Norden der Hohen Tatra reicht bis an die Klippenzone, an welcher die Aequivalente des Nummulitenkalkes in Form von gewöhnlichen Conglomeraten, Sulower Conglomeraten und Alveolinenkalken entwickelt sind. Wie die

[1]) Bei Kirchdrauf in der Zips, nicht zu verwechseln mit Braniszko-Homberg bei Laps.

Tatra, erscheint auch die Klippenzone in Folge der eocänen Senkungen als Ganzes relativ gehoben und der terrestrische Charakter stärker ausgeprägt, wie zur Zeit der Oberkreide. Die Klippenzone, innerhalb deren die einzelnen Klippen als durch Brüche begrenzte und denudirte Theile eines älteren Gebirges (Horste) erkannt wurden, stellt sich im Verhältniss zu der eocänen Umgebung ebenfalls als ein mächtiger Längshorst dar. Es ist daher nicht richtig, wenn die Klippenzone als Antiklinalfalte betrachtet und den Falten der Flyschzone, von denen sie sich nur durch grössere Intensität unterscheiden sollte, angereiht wurde.

Die Klippenzone ist von den Flyschfaltungen ganz unabhängig und bildet, ebenso wie die Tatra, das Kl.-Krivan-Gebirge u. s. w., einen Theil des älteren mesozoischen Gebirges der Karpathen. Mit demselben Rechte, wie die Klippenzone, könnte auch die Hohe Tatra u. s. w. als „Antiklinale" bezeichnet und mit den Flyschfalten in Parallele gebracht werden. Die Unrichtigkeit dieser Betrachtungsweise ergiebt sich übrigens nicht nur aus den berührten allgemeinen Verhältnissen, sondern auch aus dem geologischen Baue der Klippenzone selbst und aus dem Baue der alttertiären Grenzgebiete. Im Norden der Klippenzone breitet sich eine regelmässig gefaltete, im Süden derselben eine vollkommen flach gelagerte, nur von untergeordneten Brüchen durchsetzte Alttertiärdecke aus (vergl. Taf. X), welche keineswegs das Bild einer Antiklinale darbieten.

Der Unterschied zwischen der Tatra und der Klippenzone besteht nur darin, dass sich die Oberkreide im erstgenannten Gebirge nur in Form wenig ausgedehnter, transgredirender Lappen erhalten hat, während sie im letzteren weite Flächen einnimmt. Würden im Klippenbogen neben zahllosen kleinen Klippen auch eine beträchtlichere Anzahl grosser Massen von jurassischen und namentlich auch von liassischen und triadischen Schichten vorhanden sein, so würde über die eigentliche Bedeutung dieser Zone kaum jemals eine andere, als die hier vertretene Anschauung aufgestellt worden sein. Die geringen Dimensionen der pieninischen Klippen, die bei der Unkenntniss der mächtigen, langen Züge der Hornsteinkalkfacies überdies noch für allgemeiner angenommen wurden, als es der Wirklichkeit entspricht, das irrthümlich vorausgesetzte Fehlen der Trias, die flyschartige Entwicklung der Hüllschichten und vor Allem der strenge Parallelismus zwischen der Begrenzung der Klippenzone und den Flyschfaltungen mögen es hauptsächlich gewesen sein, welche zu der von C. Paul gegebenen und von M. Neumayr angenommenen Deutung der Klippenzone als Flysch-Antiklinale geführt haben. Nach den vorhergehenden Auseinandersetzungen braucht kaum noch hervorgehoben zu werden, dass die geringe Grösse nur für die Klippen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise gilt und sich zum Theil einfach aus der oft ausserordentlich geringen Gesammtmächtigkeit der Juraschichten erklärt. Die Trias ist thatsächlich, wenn auch nur spärlich, vertreten, und die Flyschfacies der Hüllschichten für die angeregte Frage ohne Belang. Es bleibt also nur der in der That klar ausgesprochene Parallelismus der Streichung der Klippenzone mit den Flyschfalten. Bei näherer Betrachtung wird man zugeben, dass auch dies keine auffallende Erscheinung ist. Die

Begrenzungslinien der Klippenzone laufen nicht nur den Flyschfalten, sondern grösstentheils auch den älteren mesozoischen Faltungen, soweit sie sich in den Klippenhorsten erhalten haben, parallel. Der Parallelismus mit den letzteren ist zwar, wie schon oben erwähnt wurde, kein strenger, da viele Klippenzüge sogar quer zum Allgemeinstreichen verlaufen, aber er besteht doch im Grossen und Ganzen. Da nun grosse Bruchlinien in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle dem Verlaufe der in den Falten ausgedrückten inneren Structur folgen[1]), wird die gegebene Begrenzung der Klippenzone ganz gut begreiflich.

Die echten Flyschfaltungen bilden eine geologisch jüngere Erscheinung, wie der Abbruch und die Anlage der Klippenzone[2]), man wird daher mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit annehmen dürfen, dass die durch den Abbruch des älteren Gebirges vorgebildete Structurlinie für die spätere Anlage der Flyschfalten von richtunggebender Bedeutung war.

Die bereits gefalteten und gestörten Juraklippen mussten mit den jüngeren Hüllbildungen eine gemeinsame Faltung bestehen, welche zur Complication des geologischen Baues mit beigetragen hat. Als Folge dieser gemeinsamen Faltung darf man wohl den Umstand betrachten, dass bisweilen die Hüllschiefer concordant unter die Klippenkalke einfallen.[3]) Ferner könnte dadurch auch eine Zusammenschiebung der Klippenreihen der versteinerungsreichen und der Hornsteinkalkfacies bewirkt worden sein. Die fast durchaus steile, oft auf weite Strecken verticale Stellung der Hüllschiefer zwischen den Klippen scheint auf einen derartigen Vorgang hinzudeuten. Der sonst schwer begreifliche Wechsel der Facies der Jurabildungen auf so kurze Distanz wäre unter dieser Voraussetzung ebenfalls leichter verständlich.

Nach Abschluss des Alttertiärs und vor Ablagerung des Miocäns wurde die Faltung des Gebietes beendet. Wir sehen bei Sandec Bildungen der zweiten Mediterranstufe auf gefalteten Oligocänschichten horizontal auflagern und damit den Beweis hiefür erbringen. In die Miocänperiode fallen wohl sicher die andesitischen Eruptionen, die von Südosten her in das Gebiet der Klippenzone eingreifen, ohne den geologischen Bau in irgend einer Weise zu alteriren. Prof. Neumayr hat die passive Rolle der Andesiteruptionen so eingehend dargethan, dass ich mich mit dem Hinweis darauf begnügen kann (l. c. pag. 531).

Die pieninische Klippenzone bildet kein in sich abgeschlossenes Ganze; sie steht unter Vermittlung der Arvaer Klippenzone mit der Klippenzone des Waagthales in Verbindung und lässt sich auch ostwärts weithin verfolgen. Es mag nicht ohne Interesse sein, eine, wenn auch ganz knapp gehaltene Vergleichung dieser Gebiete hier vorzunehmen.

---

[1]) Der nördliche und südliche Abbruch der Tatra erfolgt ebenfalls in der Richtung des Hauptstreichens.

[2]) Von den neocomen Gebirgszügen und den jurassischen Inseln am Nordrande der Flyschzone in Mähren, Schlesien und Westgalizien muss hier abgesehen werden, da diese von den echten Flyschfalten, an deren Zusammensetzung sich nur die Oberkreide (Inoceramen-Schichten) und das Alttertiär betheiligten, vollkommen verschieden sind.

[3]) C. Diener erklärt in seinem eben erschienenen Werke über den Gebirgsbau der Westalpen (Wien 1891) das concordante Einfallen der Hüllschiefer unter den Klippenkalk in derselben Weise (pag. 215).

In der Arva zeigen die geologischen Verhältnisse insofern eine Aenderung, als sich der Lias in grösserer Ausdehnung an der Zusammensetzung der Klippen betheiligt und die Klippenhülle ihrem geologischen Alter nach bis zum oberen Gault hinab greift. An ihrem Westende macht die Arvaer Klippenzone zwischen Parnica und Zazriva dieselbe Schwenkung nach Norden mit, wie die Fortsetzung der Kette der Tatra und des Klein-Krivan. Bedeutend grössere Abweichungen machen sich im Waagthale geltend. Die Zersplitterung des Klippenmateriales, welche dem pieninischen Bogen ein so eigenartiges Gepräge verleiht, ist hier viel geringer, die Massenentwicklung im Allgemeinen viel bedeutender. Manche der Waagthalklippen stellen sich als mächtige, selbstständige, hochaufragende Gebirge dar, wie die Maninklippen oder die Klippen des Czerweny kamen. Ausgesprochene Längsreihen von dicht stehenden kleinen Felsen sind hier seltener oder fehlen fast gänzlich; es treten statt dessen grössere und entfernter stehende Einzelklippen auf. Wie die mesozoischen Zonen des älteren Gebirges, fallen, den Darstellungen der Autoren gemäss, auch die Klippenmassen ausschliesslich nach aussen, gegen Nordwesten ab, während in den Pieninen auf grosse Strecken, namentlich am Aussenrande der Zone, südliches Einfallen vorherrscht.

Auch die Zusammensetzung der Klippen zeigt theilweise Abweichungen, es stellen sich namentlich im Neocom und Oberjura Facies ein, die in den Pieninen nicht bekannt sind. Der Lias ist sehr mächtig entwickelt, ebenso die Opalinusschichten[1]), und in der Gegend von Trentschin taucht die Trias (Quarzite und Rhaetisch von Drietoma, Muschelkalk von Bečko) im Bereiche der Klippenzone auf. Die Klippenhülle besteht grösstentheils nur aus Oberkreide und Nummulitensandsteine sind als Glied der Klippenhülle nur im nordöstlichen Theile bekannt. Was aber die Klippenzone des Waagthales vor Allem auszeichnet, ist deren innige Anlehnung an das ältere Gebirge.

Die innerkarpathische Senkung auf der Südseite der Klippenzone, welche in den Pieninen und in der Arva deren scharfe Abgrenzung von der mesozoischen Kalkzone der Centralkerne ermöglicht, reducirt sich im Waagthal auf ein schmales, langgestrecktes Feld, das sich zwar im Sillein-Rajecer Kessel ein wenig erweitert, aber unter abermaliger Verschmälerung südlich von Domanis auskeilt. Weiter südlich und südwestlich ist eine scharfe Trennung des älteren Gebirges von der Klippenzone undurchführbar. Beide sind durch eine zusammenhängende Decke von Kreidebildungen verbunden und bilden ein gemeinsames Ganze. Damit steht wohl auch die geringere Entwicklung von Eocänschichten im Verbande der Waagthalzone selbst in Verbindung. Erst am äussersten Westende des Zuges treten bei Waag-Neustadtl von Neuem Eocänbildungen im Süden der Klippenzone auf.

Während sich also die innerkarpathische Senkung gegen Südwesten auf ein Minimum reducirt und daher der südwestliche Theil der mit dem älteren Gebirge völlig verschmelzenden Klippenzone als Festlandsgebiet der Eocänperiode betrachtet werden muss,

[1]) Ich fand diese Schichten in fossilreicher Ausbildung im Puchower Thale an so vielen Stellen, dass sich hieraus auf eine weite Verbreitung derselben schliessen lässt.

macht sich gegen Osten das entgegengesetzte Verhältniss bemerkbar. Die Klippen nehmen gegen Ujak an Grösse immer mehr ab, die Breite der Zone verschmälert sich immer mehr und bei Palocsa, Ujak und Lubotin am Ostende des Lublauer Abschnittes ist die Klippenzone ihrer ganzen Breite nach vollends von einer zusammenhängenden Eocändecke überlagert. Im Saroser Abschnitte kommt es zwar vorübergehend wieder zu einer stärkeren Entwicklung der Klippenzone, die aber bald wieder eine immer grössere Reduction erfährt, bis sie, durch neocome Hornsteinkalke und eine schmale Zone von rothen Hüllschiefern dürftig angedeutet, in Demethe bei Hanusfalva im Toplathale (Saroser Comitat) völlig verschwindet.

Dieses Verschwinden ist jedoch nur eine locale Erscheinung. Schon im nächstöstlichen Hauptthale, dem Ondavathale, tritt in der genauen Streichungsfortsetzung der Klippenzone ein Liasvorkommen auf, welches seine Fortsetzung in dem, von F. v. Hauer und C. M. Paul beschriebenen Inselgebirge von Homonna findet. Der letztere Autor bestreitet die Zugehörigkeit dieses Gebirges zur Klippenzone, obwohl er selbst betont, dass dasselbe genau im fortgesetzt gedachten Streichen der Klippenzone gelegen ist; er zieht es vor, dasselbe als Analogon der Kalkzone der Tatra zu betrachten. In Wirklichkeit ist kein Grund vorhanden, das Gebirge von Homonna aus der Klippenkette auszuscheiden; liegt es doch nicht nur im Streichen derselben und besteht aus denselben Formationen, wie die Klippe von Haligocs, sondern es ist auch, wie Paul gezeigt hat, von Oberkreide umgeben, stellt sich sonach in jeder Beziehung als echte Klippe dar und es ist nicht der mindeste Grund zu einer anderen Deutung vorhanden. Bergrath Paul scheint bei seiner Betrachtungsweise namentlich dem Vorkommen der Trias eine Bedeutung zuzuschreiben, welche ihm, wie sich aus der Haligocser Klippe ergiebt, nicht innewohnt.

Oestlich von Homonna ist die Klippenzone zunächst durch die mächtige, tief in das gefaltete Sandsteingebiet eingreifende Trachytmasse des Vihorlat-Gutin-Zuges abgeschnitten. Wo aber in der Fortsetzung der Streichungslinie der Klippenzone, welche von Palocsa und selbst schon von Lublau an die Richtung von Nordwest gegen Südost fast mathematisch genau einhält, geschichtetes Gebirge zum Vorschein kommt, stellen sich auch Juraklippen wieder ein, so die von G. Stache eingehend beschriebenen Unghvarer Klippen, an deren Zusammensetzung auch Liasbildungen betheiligt sind. Conglomerate und rothe Schiefer im Bereiche der Klippenhülle, Menilitschiefer in deren Umgebung und die selbstständige, vom Gesammtstreichen abweichende Streichungsrichtung der Klippen bilden einen sprechenden Ausdruck der Uebereinstimmung, welche zwischen den pieninischen und den Unghvarer Klippen besteht. Die nächste Etappe, zu deren Entwicklung der mächtige Ungher Trachytzug Raum lässt, stellen die Klippen im Latorzathale nördlich von Munkacs dar, und noch weiter südöstlich tauchen die kleinen Klippen von Dolha auf, welche durch eine schöne, von F. v. Hauer entdeckte Brachiopodenfauna ausgezeichnet sind.

Verfolgt man die Streichungsrichtung der Klippenzone von Dolha auf der Hauer'schen Uebersichtskarte oder den Specialkarten der k. k. geologischen Reichsanstalt weiter gegen Südosten, so trifft man

da und dort auf einzelne Juraklippen und auf Züge von neocomen Aptychenkalken, über die ausser den von F. v. Hauer, bei Gelegenheit der ersten Uebersichtsaufnahme gemachten Beobachtungen in der Literatur kaum auch nur Andeutungen vorliegen. Mögen diese Vorkommnisse auch äusserst spärlich und klein sein, mögen sie auch unmittelbar von Eocänbildungen und nicht von Oberkreide umgeben werden, wie dies die F. v. Hauer'sche Karte annimmt, so sind sie doch thatsächlich vorhanden, und geben uns die Möglichkeit an die Hand, die tektonisch so wichtige Klippenlinie weiter südöstlich zu verfolgen. Diese Vorkommnisse sind offenbar nicht „zufälliger" Natur, wie schon ihr Vorkommen längs einer orientirten Linie beweist, und selbst für den Fall, dass dieselben zum grössten Theile nur Einschlussblöcke von riesigen Dimensionen vorstellen würden, hat ihr Vorkommen doch dieselbe Beweiskraft, wie das sicher anstehender Massen.

Die letzterwähnten Klippen im Marmaroscher Comitate führen unmittelbar an das Westende der grossen ostkarpathischen Masse, welche sich aus der Marmarosch über die Bukowina und Moldau nach Siebenbürgen verfolgen lässt und hier im Persanyer Gebirge und in den Transsylvanischen Alpen ihre Fortsetzung findet. Dieser vollständige Zusammenhang, sowie die gleich zu besprechende Analogie des geologischen Baues erweisen mit Bestimmtheit, dass dieses grosse alte Gebirge in Wirklichkeit nichts Anderes ist, als die Fortsetzung der Klippenzone, nichts Anderes, als eine Klippe von grössten Dimensionen.

Man weiss schon seit Lill's Arbeiten, dass auf der Innenseite der ostkarpathischen Masse unmittelbar auf dem Krystallinischen Exogyrensandsteine und -Conglomerate und auf diesen Nummulitenconglomerate und -Kalke auflagern, welche in neuerer Zeit von Zapałowicz in die Marmarosch, von Gr. Stefanescu in die Moldau weiter verfolgt wurden. In Glodu in der Moldau tritt, wie schon hervorgehoben wurde, dieselbe Schichtfolge von den Exogyrensandsteinen zu den Puchower Mergeln auf, wie im Waagthal, und es ist merkwürdig, bis zu welch' hohem Grade die Uebereinstimmung dieser Bildungen getrieben erscheint. Mit den Exogyrensandsteinen verbinden sich Conglomerate, welche als echte Strandbildung an einzelnen Orten (z. B. bei Kirlibaba) zu erstaunlicher Mächtigkeit anschwellen können. Ueber der Oberkreide folgt Nummulitenkalk und Conglomerat, abermals echte Strandbildungen und darüber flach lagernder, jüngerer Flysch, während sich auf der Nordseite ebenfalls eine breite, in Falten gelegte Masse eocänen Flysches befindet. Auf der Aussenseite des alten Gebirges ist nun die Oberkreide allerdings bisher nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen worden, allein es steht fest, dass die obercretacischen Flyschbildungen über das Krystallinische an einzelnen Stellen übergreifen, so besonders bei Luczyna, und bis knapp an den Aussenrand Fossilien enthalten. Es kann nun, wie mir scheint, keinem Zweifel unterliegen, dass sich zwischen das ältere Gebirge, an dem alle Formationen vom Archäischen und Permischen bis zum Neocom betheiligt sind, und den eocänen Flysch ein Streifen von Oberkreide auch auf der Nordseite einschiebt, wenigstens muss man dies nach allen Vorstellungen, die wir über den Gebirgsbau haben, unbedingt annehmen. In der That findet

sich auf der Aussenseite des älteren Gebirges eine schmale Zone von hieroglyphenreichen Kalksandsteinen vom petrographischen Aussehen der Inoceramenschichten, welche ganz gut als Aequivalent der Oberkreide der Südseite zu denken wäre. Ohne hier in weitere Details über diese Gegend, welche in einer späteren Arbeit eine selbstständige Behandlung erfahren wird, einzugehen, möchte ich nur noch erwähnen, dass auch der Rand der ostkarpathischen Masse sich als Bruchrand, das Gebirge selbst also als Horst erwiesen hat, wie die Klippen des pieninischen Zuges.

Die ostkarpathische Masse ist daher nicht als Fortsetzung der Zone der Tatra zu betrachten, wie bisher angenommen wurde, sondern als Fortsetzung der Klippenzone, die innerkarpathischen Senkungsfelder, welche sich zwischen der Klippenzone und der Tatra, um diese herum, und um den Braniszko ausbreiten, haben ihre Fortsetzung in den flachen Eocändecken südlich von der ostkarpathischen Masse.

Während sich die Klippenzone im Waagthale enge an das ältere Gebirge annähert, ist sie in den Pieninen und noch mehr östlich davon durch breite, ausgedehnte Senken vom älteren Gebirge getrennt. Zur Eocänzeit war stellenweise die ganze Region vollständig überfluthet, der nördliche und der südliche Bruchrand der Klippenzone scheinen einander theilweise unmittelbar berührt zu haben. Wahrscheinlich dürfte in diesen Gegenden der Gegensatz im geologischen Baue des Alttertiärs südlich von der Klippenlinie und nördlich davon ziemlich verwischt sein. Im Bereiche des Senkungsgebietes hat sich an einer Stelle ein grösserer Horst, das Inselgebirge von Homonna, erhalten. Erst in den Ostkarpathen gelangt man wieder in ein ausgedehntes Gebiet der Massenerhebung.

Südlich von der Gegend zwischen Homonna und der Marmaroscher Masse befindet sich jener Theil der Karpathen, in welchem das ältere Gebirge bis auf unbedeutende Trümmer gänzlich zur Tiefe gesunken und mächtige Trachyteruptionen emporgequollen sind. Es liegt sehr nahe, diese Erscheinungen in dem Sinne miteinander in Zusammenhang zu bringen, dass dieser Karpathentheil, der schon zur Zeit vor Ablagerung der Oberkreide ein Gebiet stärkerer Senkung war, diesen Charakter auch bis in die Miocänperiode beibehalten hat.

Als südwestliche Fortsetzung der südlichen Klippenzone hat man seit jeher die kleine Klippengruppe von St. Veit bei Wien betrachtet, welche ganz nahe dem Nordrande der Kalkzone gelegen und von eocänen Flyschbildungen umgeben ist. Da wir in kurzer Zeit eine eingehende, neue Darstellung derselben von Seite des Herrn Hofrathes D. Stur zu erwarten haben, begnüge ich mich mit der blossen Erwähnung derselben.

Die weitere Verfolgung der Leitlinie der südlichen Klippenzone in südöstlicher Richtung würde über den Rahmen der vorliegenden Arbeit zu weit hinausführen, dagegen dürfte eine kurze vergleichsweise Heranziehung der übrigen karpathischen und der westalpinen Klippengebiete hier am Platze sein. Die grosse ostkarpathische, eben als Fortsetzung der pieninischen Klippenzone charakterisirte Masse lässt in ihrer grössten, nahe dem Nordrande derselben gelegenen Sedimentärmulde ein klippenartiges Vorkommen von Trias-, Rhät- und Liasbildungen

erkennen [1]), dessen nähere Beschreibung in einiger Zeit erfolgen wird. Ich werde daher an dieser Stelle nicht näher darauf eingehen. Ein klippenartiges Vorkommen von Neocomzügen im Eocän von Rzegocina wurde von mir im ersten Theile der „Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen“ [2]) beschrieben.

Ein schon seit Langem bekanntes, namentlich von F. Herbich beschriebenes Klippengebiet umzieht den Südostrand des siebenbürgischen Erzgebirges. Nach Herbich's Darstellung hat es nicht den Anschein, wie wenn zwischen diesem Klippengebiete und der südlichen Klippenzone grosse Analogien vorhanden wären. Ein sicheres Urtheil lässt sich indessen auf Grund der vorliegenden Beobachtungen und Deutungen nicht abgeben und ich muss mich daher auf den blossen Hinweis beschränken.

Viel genauer bekannt und seit Beginn der Karpathengeologie beachtet ist die sogenannte nördliche Klippenzone, welche aus einer langen Reihe von oberjurassischen, namentlich tithonischen Vorkommnissen besteht, die, dem allgemeinen Gebirgsstreichen ungefähr parallellaufend, am Nordrande der Sandsteinzone gelegen sind, ohne jedoch an eine streng eingehaltene Linie gebunden zu sein. Mit Ausnahme der Nikolsburger Inselberge, deren Zugehörigkeit zum Karpathensystem bestritten wird und mit Ausnahme der Stramberger und Inwalder Klippen, sind es durchwegs kleinere Massen, welche in vielen, vielleicht den meisten Fällen nur grosse Blöcke vorstellen dürften. Die jüngere Hülle dieser Klippen wird auf mährischem Gebiete in Czettechowitz, Kurowitz, Freistadtl u. a. O. von alttertiären Sandsteinen und Schiefern gebildet, die Klippe von Stramberg wird wenigstens zum Theil von obercretacischen Sandsteinen (Baschker Sandstein) umgeben, während an den Inwalder Klippen auf der einen Seite Godulasandsteine abstossen. [3])

Die schlesischen Klippen von Wilamowitz, Wischlitz, Bobrek etc. endlich bilden rings gerundete Blöcke, welche in verschiedenen Ablagerungen der Neocomstufe eingeschlossen sind. Oestlich von Inwald-Andrichau sind am Nordrande der galizischen Sandsteinzone bis über Przemysl hinaus tithonische Blockklippen verbreitet, oder es ist der Verlauf der Klippenzone auch nur durch massenhafte Anhäufungen grosser gerundeter Strandgerölle angedeutet.

Wie ich schon früher Gelegenheit gehabt habe auszuführen [4]), bilden die Klippen der nördlichen Zone eine koralligene Littoralablagerung, die mit dem Randstreifen von Oberjurabildungen, welcher den Südrand des böhmischen Massivs umziehend eine Verbindung des fränkischen mit dem schlesisch-polnischen Jura herstellt, in Zusammenhang gedacht werden muss, und aus demselben Meere zum Absatz gelangt ist. Die südliche Zone dieses Littoralstreifens, welche zugleich durch eine provinziell abweichende Ausbildung gekennzeichnet ist,

[1]) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der Gold. Bistritz. Sitzungsber. d. k. Akad. 1889, Bd. 98, pag. 733.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, pag. 145.

[3]) Hohenegger, Nordkarpathen. pag. 7. Paul, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1887. pag. 329. Tietze, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1887, Bd. 37, pag. 372.

[4]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1883, pag. 500—501.

wurde in den Bereich der karpathischen Faltungen einbezogen, zu verschiedenen Zeiten denudirt und in Blöcke aufgelöst, welche allen, an den Nordrand herantretenden Stufen der cretacischen und alttertiären Bildungen der Sandsteinzone eingestreut wurden. Dass die südliche Zone dieses Randstreifens, welche an den karpathischen Faltungen theilgenommen hat oder die Unterlage karpathischer Ablagerungen bildet, von der, auf dem sudetischen Gebirge aufruhenden, nördlichen Zone desselben durch grosse Brüche getrennt ist, beweist das Vorkommen von oberjurassischen Kalken in der Tiefe von 322 und 355 Metern in den Bohrlöchern der Umgebung von Wieliczka, in der Tiefe von 48 und 81 Metern in Szwoszowice, welches ohne Annahme von sehr bedeutenden Absenkungen nicht zu erklären ist.[1]) Dies macht es bis zu einem gewissen Grade wahrscheinlich, dass auch die im Bereiche des nördlichen Karpathenrandes stehen gebliebenen, vereinzelten, oberjurassischen Pfeiler nicht nur durch Denudation, sondern auch durch Brüche isolirt wurden.[2])

Es scheint demnach, dass die Klippen der nördlichen Zone ihre Entstehung ähnlichen Vorgängen zu verdanken haben, wie die der südlichen, nur hat die Denudation die ersteren offenbar in weit höherem Masse angegriffen, wie die letzteren. Die geologische Bedeutung der sogenannten nördlichen Klippenzone dagegen ist eine wesentlich verschiedene. In Wirklichkeit ist eine zusammenhängende, einheitliche Zone, wie die südliche Klippenzone, am Nordrande nicht vorhanden, sondern nur eine Reihe vereinzelter, isolirter Schollen, die von verschiedenen jüngeren Bildungen umgeben werden, unter einander ohne irgend einen Zusammenhang und für den geologischen Bau der Sandsteinzone ohne bestimmende Bedeutung sind. Was dieselben zusammenhält, ist nur deren ehemalige Rolle als gemeinsame Littoralzone. Der Begriff „nördliche Klippenzone" ist daher nur ein rein idealer; man sollte nicht von nördlicher Klippen-„Zone", sondern höchstens von nördlicher Klippen-„Reihe" sprechen, obwohl auch dieser Ausdruck nicht ganz zutreffend ist.[3]) Die südliche Klippenzone bildet im Gegensatz hiezu eine wirkliche Gebirgszone, einen besonderen, einheitlichen Gebirgstheil.

In den Ostalpen hat man mit Ausnahme der schon erwähnten Klippengruppe von St. Veit nur wenig klippenartige Vorkommnisse beobachtet, in den Schweizer Alpen dagegen gehören einschlägige Erscheinungen im Bereiche der Flyschzone keineswegs zu den Seltenheiten. Schon Studer, Escher und Brunner haben denselben ihre Aufmerksamkeit zugewendet und in neuerer Zeit wurden namentlich in den „Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz" zahlreiche Beobachtungen über „Klippen" niedergelegt. Unter den Schweizer Forschern besteht in den Ansichten über die Bedeutung und das Wesen dieser Klippen keine Uebereinstimmung. Es kann umso weniger meine Aufgabe sein, hier eine, auch nur einigermassen vollständige Besprechung der

[1]) Tietze, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1888, pag. 189, 213; 1891, pag. 40.

[2]) Vergl. Tietze's Beitrag zur Geologie Galiziens. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1891, pag. 31.

[3]) Viel passender wäre die Bezeichnung „Klippen am Karpathennordrand" oder „subkarpathische Klippen".

einschlägigen Beobachtungen und Deutungen zu versuchen, als ein solches Unternehmen ohne Kenntniss der Verhältnisse in der Natur zu keinem entscheidenden Ergebnisse führen könnte. Dagegen wird es nicht ohne Interesse sein, wenigstens einige der verlautbarten Anschauungen vergleichsweise anzuführen. Escher und Bachmann[1]) waren geneigt, die unvermittelt aus dem Flysch aufragenden Klippen älterer, hauptsächlich jurassischer Gesteine als mächtige „exotische Blöcke", als Einschlüsse zu betrachten, mochte auch deren Grösse das gewohnte Maass ansehnlich übersteigen; Studer[2]) und Brunner[3]) dagegen nahmen zur Erklärung dieses abnormen Auftretens eigene Aufbruchslinien und gewölbeartige Faltungen an, wobei der Letztere den Beginn der Faltung schon in die Zeit vor Ablagerung der Flyschbildungen versetzt. Gümbel hat die Klippen als kleine Partien von Juraschichten bezeichnet, welche bei der allgemeinen Gebirgserhebung vom Flysch erfasst, mit demselben emporgehoben und in denselben eingeschlossen wurden.[4])

Gilliéron[5]) bespricht verschiedene Hypothesen der Klippenbildung, findet, dass die einen auf gewisse Fälle besser anwendbar sind, wie die anderen, bemerkt aber, dass doch stets einige Zweifel und ungelöste Einwürfe übrig bleiben. Für gewisse Fälle scheint ihm die Studer'sche und noch besser die verwandte Neumayr'sche Hypothese zu entsprechen, in anderen dürfte es richtiger sein, anzunehmen, dass der Flysch auf einem vorgebildeten, aus allen Schichtgruppen vom Rhätischen bis einschliesslich den Nummulitenschichten bestehenden Terrain zur Ablagerung gelangt sei. Als weitere Möglichkeiten bespricht der genannte Forscher die Blockhypothese und die Klippenbildung durch Brüche. Mehrere Jahre später beschreibt Gilliéron[6]) zwei Vorkommnisse (Gurnigel und Les Echelettes), welche am ehesten als Blockklippen zu deuten sind.

C. Mösch[7]) schliesst sich bei Gelegenheit der Beschreibung des von Escher und Bachmann als Block-Einschluss angesehenen „Steines von Berglitten" in der Obertoggenburger Eocänmulde vollständig der Neumayr'schen Hypothese an und erweitert die Angaben über das Vorkommen von Klippen in der Streichungsfortsetzung der genannten Eocänmulde (Iberg, Mythen, Buochser Horn, Stanzer Horn, Niesen, Stockhornkette, Chatel-St. Denys etc.).

Vacek[8]) dagegen betrachtet die Klippen als durch ein transgressives, jüngeres Sediment vorragende Unebenheiten des älteren, denudirten Untergrundes und ebenso fasst Renevier[9]) die Klippen

[1]) Ueber petrefaktenreiche exotische Jurablöcke im Flysch. Züricher Vierteljahrschriften d. Nat. Ges. 1863, 8. Jahrg., pag. 1—34.

[2]) Geologie der Schweizer Alpen. Bd. II, pag. 5, 6, 49.

[3]) Allgem. Schweizer Denkschriften. XV, 1857, pag. 15, 32, 37.

[4]) Geognost. Beschreib. bayr. Alpengeb. 1861, pag. 496.

[5]) Alpes de Fribourg etc. Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz. XII. Liefg., 1873, pag. 142—145.

[6]) Descr. géol. des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz. XVIII, 1885, pag. 153—157.

[7]) Geolog. Beschreibg. d. Ct. Appenzell, St. Gallen etc. Beitr. Bd. XIV, 1881, pag. 106—112.

[8]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1884, 34 Bd., pag. 238.

[9]) Monographie des Hautes-Alpes Vaudoises. Beiträge. 16. Lief., 1890, pag. 112, 128, 133, 177, 189, 457.

als Theile einer älteren, vor Absatz des transgredirenden Flysches gebildeten Gebirgsformation auf und bringt namentlich in der Klippe von Vuargny im Thale der Grande Eau, an welcher der Flysch mit Discordanz einen überstürzten Verband rhätischer und jurassischer Schichten überlagert, ein schönes Beispiel für die Richtigkeit seiner Anschauung.

E. Favre und H. Schardt[1]) beschreiben eine grosse Anzahl von Klippen, welche sie als „dislocirte und abgebrochene Falten älterer Gesteine mitten in eocänen Ablagerungen" definiren und deren Auftreten sie als regellos bezeichnen. H. Schardt verdanken wir eine kurze, interessante Notiz, welche sich ausschliesslich mit den Klippen beschäftigt und die Renevier'sche und Vacek'sche Anschauung über die Entstehung derselben annimmt.[2]) Die Klippen zeigen nach Schardt einen sehr verschiedenen inneren Bau und waren vor oder vielmehr während der Ablagerung des Flysch einer beträchtlichen Erosion unterworfen. Bruchstücke der Klippengesteine sind in den umhüllenden Flyschablagerungen in Menge nachweisbar, doch ist die reichliche Vertretung krystallinischer Gesteine in manchen dieser Hüllbreccien sehr auffallend. An einzelnen Klippen gelingt es, Spuren von Erosion unmittelbar nachzuweisen. In den savoischen Alpen haben die einschlägigen Erscheinungen ebenfalls eine verschiedenartige Beurtheilung erfahren. Lory[3]) glaubt die alten, aus einer obercretacischen und eocänen Umgebung aufragenden Gebirgsmassen nicht anders, wie als echte Denudationsklippen auffassen zu können. Hollande[4]) vertritt dieselbe Anschauung und verweist auf die zahlreichen Geschiebe von jurassischen und neocomen Gesteinen im Flysch und Nummulitenkalk, während M. Bertrand und Maillard[5]) zur Annahme liegender Falten geführt wurden.

C. Diener[6]) besteht in seinem zusammenfassenden Werke über den Gebirgsbau der Westalpen ebenfalls auf der Existenz einer postneocomen Faltung und erblickt in den Schweizer Klippen ältere Gebirgstheile, welche vor Absatz der unter sich concordanten Gault-Seewerkalk-Eocänserie Dislocationen erfahren haben.

Es scheinen sonach ziemlich weitgehende Analogien zwischen den pieninischen und den Schweizer Klippen vorhanden zu sein, Analogien, die vielleicht noch besser hervortreten würden, wenn die von Vacek[7]) betonte und von Diener bestätigte Discordanz zwischen der Gault-Seewerkalk-Eocänserie und dem älteren Gebirge bisher mehr Beachtung gefunden hätte und man versucht hätte, die Klippen und die kleineren Stöcke älterer Formationen ihrem Baue nach mit den grossen Massen derselben in Beziehung zu bringen.

---

[1]) Descr. géol. des Préalpes du Cant. du Vaud. etc. Beiträge. 24. Lief., 1887, pag. 4.

[2]) Les caractères des Préalpes romandes, entre la vallée de l'Aar et celle de l'Arve. Archiv. des sc. phys. et nat. Genève, 3. pér. tom., XX, 1888, pag. 330.

[3]) Bull. Soc. géol. de France. 3. sér., t. XII, pag. 728.

[4]) Ebenda, t. XVII, pag. 717.

[5]) Bull. des services de la carte géolog. de France. 1889, Nr. 6

[6]) Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien, bei F. Tempsky, 1891, pag. 213—215.

[7]) Vorarlberger Kreide. Jahrbuch. 1879, XXIX, pag. 696. Beitrag zur Kenntniss der Glarner Alpen. Jahrbuch. XXXIV, 1884, pag. 235 u. 238. — Lory betrachtete den Gault und das Eocän in den französischen Alpen ebenfalls als transgredirende Formationen, desgleichen W. Kilian.

Die Erklärungen des Klippenphänomens bewegen sich sonach, wenn wir von den Einschluss- oder Blockklippen absehen, hauptsächlich in zwei Richtungen. Die einen sind auf die Annahme einer, der Ablagerung des jüngeren Mantels vorausgängigen Gebirgsbildung und Erosion begründet, die anderen ziehen ausschliesslich tektonische Vorgänge heran. Für die pieninischen, die subkarpathischen und wohl auch die Schweizer Klippen hat sich die erstere Betrachtungsweise als zutreffend erwiesen. Unzweifelhaft können jedoch auch tektonische Vorgänge gedacht werden, welche zu klippenartigen Erscheinungsformen führen, obwohl sichere Beispiele hiefür gegenwärtig kaum angegeben werden könnten.

Es würde dem Sprachgebrauche und wohl auch dem Bedürfnisse der Wissenschaft entsprechen, wenn der Ausdruck „Klippe" auf die erstere Gruppe, die Denudations- oder Erosionsklippen, beschränkt würde. Unter diesen hätte man solche zu unterscheiden, deren Isolirung bei horizontaler Lagerung der Schichten nur durch Erosion hervorgebracht wurde und andere, bei welchen neben der Erosion auch tektonische Vorgänge, vor Allem Brüche, die Isolirung und Zerstückelung gefördert haben (Horstklippen).

Weitere Complicationen, die jedoch das Wesen der Klippenbildung nicht berühren, können sich ergeben, wenn in derart entstandenen Klippengebieten die Klippen nachmals sammt ihrer Hülle gemeinsamen Faltungen und Dislocationen unterworfen werden oder neue Transgressionen eintreten.

Für die Entstehung klippenartiger Gebirgstheile auf tektonischem Wege oder tektonische Klippen eröffnen sich verschiedene Möglichkeiten. Derartige Formen könnten auf dem Wege einfacher Horstbildung oder durch regelmässige oder abnorme Faltung entstehen. Die Horstklippen haben mit den klippenartigen Horsten die Begrenzung des Klippenkernes durch Brüche gemeinsam; während jedoch bei den ersteren ein jüngerer Mantel vorhanden ist, der aus einem transgredirenden Meere im Umkreise der Klippen abgelagert wurde, und die Bruch-Begrenzungsflächen des Kernes durch Erosion theilweise verwischt werden mussten, entspricht bei den letzteren die „Hülle" den abgesunkenen Theilen der ursprünglich allgemeinen Decke.

Mag man unter der Bezeichnung „Klippen" nur die echten Erosionsklippen verstehen oder auch rein tektonische Erscheinungsformen darunter im Auge haben, in keinem Falle ist damit ein qualitativ specifischer Ausdruck gegeben. Der südliche Klippenzug enthält neben zahlreichen kleinen und kleinsten Klippen auch viele grössere Bruchschollen und von diesen führen Uebergänge zu selbstständigen Inselgebirgen, ja sogar zu mächtigen Gebirgszügen, wie die ostkarpathische Masse. Diese sind unter einander qualitativ nicht verschieden, die bezeichnenden Merkmale treffen für alle gemeinsam zu, gerade so, wie in den heutigen Meeren ein grundsätzlicher Unterschied zwischen kleinen und grossen Klippen, kleinen und grossen Inseln nicht besteht. Ebenso verhält es sich auch mit den als möglich vorausgesetzten tektonischen Klippen. Es ist also in letzter Auflösung nur das Merkmal der geringen Grösse, welches die Berechtigung dieses Ausdruckes für die wissenschaftliche Terminologie begründet.

Konnte durch die vorliegende Untersuchung einiges neue Material gewonnen werden, welches geeignet ist, die südliche karpathische

Klippenzone ihres abnormen Charakters zu entkleiden, so darf doch nicht verschwiegen werden, dass die Forschung auf diesem Felde noch vor mancher offenen Frage steht. So vermag man sich kaum eine Vorstellung darüber zu bilden, warum sich die Klippen der Hornsteinkalkfacies so wesentlich anders verhalten, wie die der versteinerungsführenden Ausbildungsweise, warum die einen Bruchschollen bilden, welche in zahllose kleine Partien zerstückelt sind und dadurch hauptsächlich die ungewöhnliche Physiognomie der Klippenzone bedingen, während die anderen langgezogene, in steile Falten zusammengelegte, aber compacte Massen vorstellen. Manche andere Fragen konnten nur annähernd, mit einem gewissen Grade von Wahrscheinlichkeit gelöst werden und es wird die Aufgabe späterer Forschungen sein, die Lücken auszufüllen, welche meine Untersuchungen leider zurückgelassen haben. Die Schwierigkeit des Gegenstandes und Versteinerungsarmuth eines Theiles der Ablagerungen mögen die Ungleichmässigkeit der Ergebnisse entschuldigen.

A. Inhaltsverzeichniss.

	Seite	
I. Einleitung	559	[1]
II. Literatur	561	[3]
III. Entwicklung und gegenwärtiger Stand der geologischen Kenntniss der karpathischen Klippen	573	[15]
Die Anschauungen der ältesten Forscher	573	[15]
Die Grundlegungen Beyrich's	575	[17]
Hohenegger's Arbeiten und die Uebersichtsaufnahme durch die k. k. geol. Reichsanstalt	576	[18]
Stur's Ergebnisse im Waagthale	576	[18]
Detailaufnahme durch die k. k. geol. Reichsanstalt	577	[19]
E. v. Mojsisovics, F. v. Hauer	578	[20]
C. M. Paul	579	[21]
M. Neumayr	580	[22]
G. Stache	582	[24]
Lücken der geologischen Kenntniss der Klippen	584	[26]
IV. Detailbeschreibung	585	[27]
1. Neumarkter Abschnitt	587	[29]
Klippen von Stare Bystre	587	[29]
Opalinusschichten und Mittellias von Stare Bystre	588	[30]
Lineare Anordnung der Klippen von Stare Bystre	590	[32]
Rogóżnik	591	[33]
Klippenzug Maruszyna-Zaskale-Szafflary	592	[34]
Stankówka und Babierszówka	593	[35]
Alter Fundpunkt der Opalinus- u. Murchisonaeschichten in Szafflary	596	[38]
Hornsteinkalkklippen des Neumarkter Abschnittes	599	[41]
Posidonienschichten	599	[41]
Neocom	601	[43]
Klippenhülle des Neumarkter Abschnittes	603	[45]
Conglomerat von Stare Bystre	604	[46]
Nördliche Grenzbildungen	605	[47]
Südliche Grenzbildungen	606	[48]
2. Czorsztyner Abschnitt	607	[49]
Juraklippen der versteinerungsreichen Ausbildungsweise	607	[49]
Bialkaklippen	608	[50]
Kremlitza	611	[53]
Opalinus- und Murchisonaeschichten von Krempach	612	[54]
Krempacher Klippenzug	615	[57]
Laurenzowa	617	[59]
Durstiner Klippen	619	[61]
Falstiner Klippen	620	[62]

Seite
Czorsztyn . . . . . 626 [68]
Klippen von Nedetz . . . . . 634 [76]
Pieninenbachklippe . . . . . 637 [79]
Hornsteinkalkklippen des Czorsztyner Abschnittes . . . . . 638 [80]
Branisko-Hombarg . . . . . 640 [82]
Zlatnezug . . . . . 642 [84]
Oestliche Fortsetzung des Zlatnezuges bis Kroscienko . . . . . 644 [86]
Hornsteinkalkklippen von Nedetz . . . . . 646 [88]
Flakizug . . . . . 647 [89]
Dreikronenbergzug . . . . . 649 [91]
Klippen zwischen dem Pieninenbach und Kroscienko . . . . . 651 [93]
Die Klippenhülle des Czorsztyner Abschnittes . . . . . 652 [94]
Klippenhülle bei Krempach . . . . . 653 [95]
„ „ Czorsztyn . . . . . 656 [98]
„ südlich von Czorsztyn . . . . . 658 [100]
Eocänbildungen der Klippenhülle . . . . . 660 [102]
Sandsteinzüge von Krempach und Friedmann . . . . . 662 [104]
Klippenhülle in der Gegend des grossen Dunajecdurchbruches . . 663 [105]
Nördliche Grenzbildungen . . . . . 665 [107]
Südliche Grenzbildungen . . . . . 667 [109]
Durchbruchsbildungen . . . . . 669 [111]
3. Der Szczawnic-Jarembiner Abschnitt . . . . . 670 [112]
Trias-Liasklippe von Haligocs . . . . . 670 [112]
Klippen der versteinerungsreichen Facies . . . . . 674 [116]
Nördliche Hauptreihe . . . . . 674 [116]
Klippen von Jaworki . . . . . 675 [117]
Białawoda . . . . . 680 [122]
Littmanowa . . . . . 682 [124]
Jarembina . . . . . 685 [127]
Südliche Parallelreihe . . . . . 694 [136]
Rabstein . . . . . 694 [136]
Vysoka (Branntweintöppchen) . . . . . 696 [138]
Klippen der Gegend Skalky am Ričkabache bei Kamionka . . . 697 [139]
Verbindungen zwischen der nördlichen und der südlichen Reihe . 699 [141]
Hornsteinkalkklippen des Szczawnic-Jarembiner Abschnittes . . . 700 [142]
Klippenhülle . . . . . 703 [145]
Conglomeratmasse der Aksamitka und Tokarnia, Alveolinenkalk . 703 [145]
Szczawnicka góra, Jarmuta . . . . . 709 [151]
Sandsteinzüge zwischen Szczawnica und Szlachtowa . . . . . 711 [153]
Hornsteinkalkeinschlüsse bei Szlachtowa . . . . . 712 [154]
Conglomerat von Littmanowa . . . . . 717 [159]
Nördliche Grenzbildungen . . . . . 718 [160]
Südliche Grenzbildungen . . . . . 720 [162]
Durchbruchsgesteine . . . . . 722 [164]
4. Der Lublauer Abschnitt . . . . . 725 [167]
Homolovačko . . . . . 725 [167]
Klippen zwischen Lublau und Hobgart . . . . . 730 [172]
„ von Hajtuwka . . . . . 731 [173]
„ „ Ujak . . . . . 733 [175]
Klippenhülle des Lublauer Abschnittes . . . . . 734 [176]
Nördliche und südliche Grenzbildungen . . . . . 737 [179]
Menilitschiefer bei Ujak . . . . . 739 [181]
Klippen bei Csircs und Lubotin . . . . . 740 [182]
V. Uebersicht der ausgeschiedenen Schichtgruppen . . . . . 740 [182]
Stratigraphie der Klippengesteine . . . . . 740 [182]
Triasdolomit, Keuperquarzit, Grestener Schichten, Barkokalk . . 741 [183]
Mittelliassischer Fleckenmergel . . . . . 742 [184]
Opalinus- und Murchisonaeschichten . . . . . 743 [185]
Weisser und rother Doggercrinoidenkalk . . . . . 747 [189]
Rother Ammonitenkalk (Knollenkalk, Czorsztyner Kalk) und Tithon . 749 [191]
Petrographische Beschaffenheit des Ammonitenkalkes . . . . . 750 [192]
Kellowayfauna . . . . . 752 [194]
Oxfordfauna . . . . . 754 [196]
Acanthicusfauna . . . . . 756 [198]

Seite
Tithonfauna . . . . . 759 [201]
Fauna des Obertithons . . . . . 762 [204]
Fauna des Knollenkalkes . . . . . 764 [206]
Posidonienschiefer . . . . . 764 [206]
Hornsteinkalk . . . . . 767 [209]
Oberjurassische Fossilien des Hornsteinkalks . . . . . 768 [210]
Neocomfauna . . . . . 770 [212]
Innige Verbindung zwischen dem oberjurassischen und dem neocomen Hornsteinkalk . . . . . 772 [214]
Beziehungen zwischen den versteinerungsreichen Bildungen und der Hornsteinkalkfacies . . . . . 773 [215]
Stratigraphie der Klippenhülle . . . . . 775 [217]
Cretacische Schichten der Klippenhülle . . . . . 776 [218]
Inoceramenschichten . . . . . 776 [218]
Conglomerate . . . . . 777 [219]
Sandsteinmassen . . . . . 779 [221]
Geologisches Alter der Klippenhülle . . . . . 779 [221]
Für die Annahme des neocomen Alters der Klippenhülle liegen keine Beweise vor . . . . . 780 [222]
Die rothen Schiefer und Fleckenmergel der Pieninen sind identisch mit den obercretacischen Puchover Mergeln des Waagthales . 783 [225]
Die Hüllschichten gehören zur oberen Kreide . . . . . 784 [226]
Gault in der Arva . . . . . 785 [227]
Die Inoceramenschichten der Pieninen gehören in faunistischer Beziehung der nordeuropäischen Kreide an . . . . . 785 [227]
Eocäne Schichten der Klippenhülle . . . . . 785 [227]
„ Conglomerate . . . . . 786 [228]
„ Alveolinenkalke . . . . . 787 [229]
Stratigraphie der Grenzbildungen . . . . . 787 [229]
Südliche Grenzbildungen . . . . . 787 [229]
Menilitschiefer . . . . . 788 [230]
Nördliche Grenzbildungen . . . . . 789 [231]
Durchbruchsbildungen . . . . . 790 [232]
Diluvium . . . . . 791 [233]
VI. Tektonik und allgemeine Ergebnisse . . . . . 792 [234]
Klippen des Reihentypus . . . . . 792 [234]
„ „ Gruppentypus . . . . . 793 [235]
Tektonik der Hornsteinkalkklippen . . . . . 794 [236]
Anordnung der Klippen in den einzelnen Abschnitten . . . . . 797 [239]
Lage der Hornsteinkalkklippen . . . . . 798 [240]
Tektonik der Klippenhülle . . . . . 799 [241]
„ an der Südgrenze der Klippenzone . . . . . 800 [242]
„ „ „ Nordgrenze der Klippenzone . . . . . 801 [243]
Die Klippen bilden ein selbstständiges Gebirgssystem . . . . . 801 [243]
Besprechung der Neumayr'schen Hypothese . . . . . 802 [244]
Existenz von Strandconglomeraten . . . . . 806 [248]
Ehemaliger Bestand von Archipelbildungen . . . . . 807 [249]
Denudationsspuren an Klippen . . . . . 807 [249]
Begrenzung der Klippen durch Brüche . . . . . 808 [250]
Die Klippenzone bildet keine Flyschantiklinale, sondern einen Theil des älteren mesozoischen Gebirges der Karpathen . . . . . 809 [251]
Gemeinsame Faltung der Klippen und ihrer jüngeren Hülle . . 810 [252]
Vergleich mit der Arvaer Klippenzone . . . . . 811 [253]
„ „ dem Waagthale . . . . . 811 [253]
Verfolgung der pieninischen Klippenzone gegen Südost, Inselgebirge von Homonna . . . . . 812 [254]
Unghvárer und Munkacser Klippen . . . . . 813 [255]
Die ostkarpathische Masse entspricht nicht der Tatra, sondern bildet die wahre Fortsetzung der südlichen Klippenzone . . 813 [255]
Subkarpathische Klippen . . . . . 815 [257]
Schweizer und Savoyische Klippen . . . . . 817 [259]
Sichtung des Begriffes Klippe . . . . . 819 [261]
Register . . . . . 820 [262]

B. Ortsverzeichniss.

Aksamitka 673, 703, 704, 706, 786, 805, 806.
Arva 576, 578, 781, 782, 785, 791, 811.

Backofenklippe 675, 687.
Babierszówka 593, 595, 675, 750, 752, 753.
Bartošanka (bei Jarembina) 700.
Białawoda 675, 680—682, 702, 716, 719, 747, 760, 761, 790, 804, 808.
Bialkaklippen 608, 609, 747 bis 750.
Bielska skała 607.
Blahuti 662, 800.
Bryjarka 723.
Branntweintöppchen s. Vysoka.
Braniszko 639, 643, 662, 768, 795, 797.

Cichoczyn 666.
Cislowa skała 607, 760.
Csircs 739, 740.
Cyrill- und Methud-Capelle (Jarembina) 685, 735.
Czarnawoda 719, 789.
Czarny-Dunajec 587, 791.
Czerna hora 788.
Czerweny potok 707, 721.
Czorsztyn 580, 583, 626 bis 633, 643, 653, 656—658, 662, 664, 665, 669, 744, 746, 760, 763, 766, 770, 777, 779, 786, 790, 792, 793, 804, 807.
Czorsztyner Abschnitt 586, 797.

Dedinathal (Arva) 785.
Drietoma 577, 811.
Durstin (Durchstein) 618, 619, 639, 640, 669, 744, 760, 766, 797, 804.
Durstinski potok 615, 616, 662.
Dział 605.
Dzanowa 696, 702.

Falstin (Falkstein) 620—626, 662, 669, 760, 766, 792, 793, 797, 799.
Fichtenberg 738.
Flaki 644—648, 766, 768, 797.
Friedmann 639, 662, 786.
Folywark (Folwark) 696, 701, 702, 716, 722, 749.

Golica (im Pieninendurchbruch) 797.
Gawronowa skała 592.
Głęboki potok (Szafflary) 597.
Granastów 737.
Gronkowbach 607.
Grywałd 669.
Gross-Lipnik (Nagy-Lipnik) 705, 706, 707, 721, 786.

Haligocs 582, 663, 670—673, 703, 740, 786, 798, 800, 802, 805.
Hałuszawa 636, 644, 645, 647, 766, 792.
Hajdruby 732.
Hajtuwka 731, 732, 736, 742, 749, 760, 777, 798.
Hobgart (Hopfgarten) 729, 730, 731, 735, 786.
Homolovačko 725—728, 734, 735, 749, 759, 760, 768, 777, 792.
Homonna 783, 812, 814.
Huta 651, 663.

Inwald 575, 815.

Janikówka 756, 757.
Jarembina 684—694, 699, 700, 749, 779, 793.
Jarmuta 709, 710, 711, 724, 790.
Javorki 674—680, 694, 700, 701, 710, 711, 716, 724, 725, 763, 779, 786, 792, 793, 798, 807.

Kahlenberg (am Dunajec) 669.
Kamionka 697—699, 766.
Kat 635, 649, 660, 661, 786.
Kiow 749, 762.
Klodne 719.
Kluszkowce 666, 669.
Kozlowskibach 723.
Krauszów 605.
Kremlitza 610, 611, 750, 759, 760.
Kremlitzabach 614, 615, 652—655.
Krempach (bei Lublau) 737.
Krempach 611—615, 617, 652—655, 661, 662, 664, 744, 770, 777, 779, 786, 797, 799.
Kronenberg (Trzy koruny) 649, 650, 664, 766.
Kroscienko (am Dunajec) 636, 639, 651, 708, 718, 719, 722, 790, 797.
Krosnicabach 666.
Krosnica 669.
Krupianabach (Jaworki) 677, 700, 724, 725, 808.
Kurzówka (bei Neumarkt) 600, 770.

Laps 640, 642, 766, 795.
Lasnia skała 652, 700, 768.
Laubnikbach 700, 722, 738.
Laurenzowa 616—618, 804.
Lechnitz 669.
Lesnitz 649, 650, 663, 705, 707, 802.
Lipnikthal 670, 705, 706, 721.
Lipnik Veliky s. Gross-Lipnik.
Littmanowa 682—684, 699, 701, 702, 717, 719, 777, 779, 790.
Lissa hura 730, 735, 736.
Lublau, Schloss 729, 738, 766, 768, 779.
Lublauer Abschnitt 586, 798.
Lubotin 738, 739, 788, 812.

Mały-Rogóznik 595.
Maninklippen 577.
Maniów 666, 791.
Marmon 730, 731, 736.
Maruszyna 575, 581, 592 bis 596, 599, 603, 763, 766, 768, 770, 779.
Maslonkabach (Lublau) 730, 736.
Matiszowa 735, 736, 739.
Międzyczerwone 606.
Miodzius 719, 723.
Mizerna 669.

Na plasni 706.
Na vapeniku (bei Hajtuwka) 734.
Nedetz 634, 635, 643, 646, 659, 660, 668, 747, 766, 768, 778, 779, 786.
Neumarkter Abschnitt 586, 796.
Neumarkt 791.

Odrowąz 605.
O-Major 665, 669.
Olysavec 740.
Orló 738, 739, 788, 789.

Palkowskibach 713, 724, 790.
Palocsa 738—740, 762, 788, 812.
Pasternikbach (Lublau) 729, 738.
Pieninenbach (Pieninski potok) 636, 637, 651, 748, 768.
Pienięczkowice 666.
Poronin 607.
Pod Grapibach 589, 602, 766.
Przicznу potok 619, 620, 662.

Rabstein (Rabstin) 649, 695, 745, 747, 798.
Ričkabach 697—699, 701, 702, 766, 798.

Rogóžnik 575, 590, 591, 601, 603, 604, 744, 746, 759 bis 761, 770.
Rothkloster 649, 650, 794.
Ruskabach 710—716, 778.

Sadek 730.
Seligowe (bei Rogóžnik) 601, 771.
Sielsky potok 710, 713, 719.
Skotnicabach 719, 722.
Skrzypnebach 595, 596, 600, 601, 603, 605, 768, 779.
Sopotnicathal 719.
Sormówka 606.
Sn.erekowa 694,701,702,716.
Sromowce nyżnie 635, 650, 660, 665, 706, 792.
Sromowce wyżnie 635, 636, 645, 647, 650, 660, 665, 766.
Stankówka 593—595, 675, 750, 753—755, 759—761, 793.
Stare Bystre 587—589, 600, 604, 606, 742, 744, 763, 765, 766, 786, 792, 804, 806.
Stary potok 710.
Stramberg 575, 815.
Stramowkie skałki, Strama 592.
Sublechnitz 669, 706.
Sokolica 649.
Szafflary 596—598, 603, 606, 607, 744—746, 748, 763, 768.
Szafranówka 652, 674, 747, 798.
Szczawnica 575, 651, 664, 674, 708, 718, 723, 779, 786, 790, 794.
Szczawnic - Jarembiner Abschnitt 586, 798.
Szczawnicka góra 709.
Szczawny potok 719,723,724.
Szlachtowa 575, 710, 712 bis 715, 778, 779, 786.
Szmerdsonka 650, 651, 706, 721.
Spitzenhübel 729, 735, 766, 768.
Spitzer Stein 730.

Tokarnia 673, 703, 704, 706, 786, 807.
Tomasinka vrch 716.
Tylka 644.
Trentschiner Comitat 577, 811.
Trstjena (Arva) 587.

Ujak 576, 579, 584, 732, 736, 737, 739, 770, 780, 781, 788, 789, 798, 812.
Uj-Bela (Nova Biala) 763,797.
Unghvárer Comitat 582.

Vapene 700, 716.
Vrtička (= Vrchlička) 694, 701, 702, 716.
Velka hura 700, 716.
Velky Lipnikbach 700, 702.
Vysoka, Vysokie skałki (Branntweintöppchen) 574, 695, 696, 701, 747, 798.

Waagthal 573, 576, 577, 579, 782, 783, 811, 814.
Waksmund 606.
Wzorberg 669.

Za kiovem 722.
Zaskale 596, 598, 602, 763, 764.
Zor(Zdziar-)berg (Neumarkt) 599, 768.
Zlatne (bei Nedetz) 642, 643, 660, 661, 768, 786, 797.
Zuckerhut 649.
Zwischenskalken bei Hobgart 738.

Berichtigungen.

pag. 448, Zeile 6 von oben, soll es heissen: Hingenau's statt Hingerau's.
pag. 448, Zeile 22 von unten, soll es heissen: westlich statt östlich.
pag. 468, Zeile 26 von unten, ist zwischen „Lagerungsverhältnisse“ und „das“ ein Komma zu setzen.
pag. 482, Zeile 13 von oben, soll es heissen: Thalseite statt Theilseite.
pag. 483, Zeile 7 von unten, soll es heissen: jahrtausendelanger statt jahrtausendelange.
pag. 490, Zeile 10 von unten, soll es heissen: aufwärts statt abwärts.
pag. 497, Zeile 16 von unten, soll es heissen: südöstlich statt südlich.
pag. 505, Zeile 26 von oben, soll es heissen: 200 Fuss statt 200 Meter.
pag. 510, Zeile 16 von unten, soll es heissen: darbot statt darboten.
pag. 527, in der Anmerkung soll es heissen: J. L. Canaval, statt J. S. Canaval.
pag. 528, Zeile 27 von oben, soll es heissen: mächtige Lage des Grödner Sandsteines statt mässige Lage der Grödner Sandsteines.
pag. 536, Zeile 30 von oben, soll es heissen: Gaseinschlüsse statt Glaseinschlüsse.
pag. 539, Zeile 42 von oben, soll es heissen: vereinzelt statt sporadisch.
pag. 541, Zeile 23 von oben, soll es heissen: oben pag. 536 statt zuletzt.
pag. 543, Zeile 2 von oben, soll es heissen: welche in Folge statt welche theils in Folge.
pag. 552, ist bei der Skizze der Maassstab 750 : 1 weggeblieben.
pag. 552, Zeile 37 von oben, soll es heissen: Kubus statt Kubuses.
pag. 554, in der Anmerkung soll es heissen: pontinische Inseln statt pontinische Tafeln.
pag. 558, Zeile 5 von oben, soll es heissen: scheinen zuerst Gay-Lussac und Mitscherlich statt scheint zuerst Mitscherlich.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, I., Augustinerstrasse 12.

POLITECHNIKA GDAŃSKA ZAKŁAD GEOLOGII
POLITECHNIKA GDAŃSKA Z ZASOBÓW BIBLIOTEKI GŁÓWNEJ III 15011

Karte
der
Glacialablagerungen in der Umgebung
von
INNSBRUCK

Entw. u. gez. von Dr J. Blaas, Privatdocent an der Universität Innsbruck.

Maßstab 1:75.000

Km.

Erklärung der Farben:

- Inundationsflächen der Flüsse
- Terrassen Sand u. Schotter
- Postglacialer Kegelschutt
- Conglomerat
- Grundmoränen
- Breccien

Übersichtskarte der Glacialablagerungen nördlich von
INNSBRUCK

Maßstab 1:14.400

Zeichen u. Farben:

- Häusergruppen, Häuser, Kirchen.
- Bäche, Wege.
- Alluviale Thalebene
- Postglaciale Schuttkeg.
- Moräne
- Terrassen Sand u. Schott.
- Moräne
- Tegel
- Conglomerat
- Breccie
- Moräne
- Grundgebirge
- Höttinger Schutt

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt, 40. Band, 1890.
Alfred Hölder, k.u.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler.

Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

A. Swoboda lith. Druck v. Joh. Haupt in Wien.

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XL, 1890.

Verlag v. Alfred Hölder, k.u.k. Hof u. Universitäts Buchhändler in Wien.

GEOLOGISCHE-ÜBERSICHTSKARTE DES KÖNIGREICHES RUMÄNIEN

MIT ANGABE DER VERBREITUNG DER NUTZBAREN MINERALIEN.

Bearbeitet von

MATHEI M. DRAGHICENU

ehm. Director der technischen Hochschule in Bukarest
und Ingenieur-Inspector der Salzbergwerke Rumäniens,
nach seinen eigenen Aufnahmen und mit Benützung der Arbeiten
von
C.M.PAUL, F. HERBICH, C.F. PETERS, F. FOETTERLE.

1890

Ausgeführt im k.u.k. militär-geographischen Institute zu Wien.

Im Maße 1:800,000

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt 40. Band. 1890.
Alfred Hölder k.u.k. Hof- und Universitätsbuchhändler, Wien.

FARBEN-ERKLÄRUNG.

- ALLUVIUM
- DILUVIUM
- PLIOCÄN — Congerien und Paludinen Schichten
- MIOCÄN — Ober.: Sarmatische Stufe
  - Unter.: Mediterran-Stufe
- OLIGOCÄN — Aquitanische Stufe
- EOCÄN — Ober.: Hieroglyphen-Menilit-Magura-Sandsteine und Schiefer
  - Unter.: Nummulitenkalk und Sandsteine
- KREIDE — Ober.: Cenoman. Inoceramen Mergel, Uzer Sandsteine, Feste Conglomerate
  - Unter.: Neocom. Rossfelder Schichten (Weisser u. röthl. Kalk und Dolomit, Kalkmergel.)
  - Ropianka Schichten (Schiefer u. Fucoiden-Kalk, Sandsteine, Caprotinenkalk.)
- JURA — Ober.: Strambergerkalk.
  - Mittler.: Dogger.
  - Unter.: Lias.
- TRIAS
- PALÄOZOISCH
- KRYSTALLINISCHER-SCHIEFER
- ERUPTIVGESTEINE — Granit, Syenit, Diorit, Melaphyr, etc.
  - Serpentin
  - Trachyt

BEZEICHNUNG DER NUTZBAREN GESTEINE UND MINERALIEN.

- ANTHRACIT, GRAPHIT
- BRAUNKOHLE
- PETROLEUM und PETROLEUM FÜHRENDE LINIEN.
- STEINSALZ
- MINERALISCHE WÄSSER: a) Schwefelhältige-muriatische Quellen
  - b) Jodhältige-muriatische Quellen.
  - c) Alkalisch-muriatische-erdige Quellen.
  - d) Eisenquellen
  - e) Arsenhältige-muriatische Quellen
- ERZLAGERSTÄTTEN-ZUG:
  - a) Blei — Pb.
  - b) Magneteisenstein — M
  - c) Spath-Roth-Brauneisenstein — O
  - d) Sphärosiderit — S
  - e) Kupferkies — C
  - f) Manganeisenstein — P
  - g) Realgar, Smaltine, Fahlerze — R
- BAU-MATERIALIEN: Marmor, Gyps, Kalkstein, hydraulischer Kalk, etc. — □

Vervielfältigung vorbehalten.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE

DES KÖNIGREICHES

RUMÄNIEN

MIT ANGABE DER VERBREITUNG DER NUTZBAREN MINERALIEN.

Bearbeitet von

MATHEU M. DRAGHICENU

ehm. Director der technischen Hochschule in Bukarest

und Ingenieur-Inspector der Salzbergwerke Rumäniens,

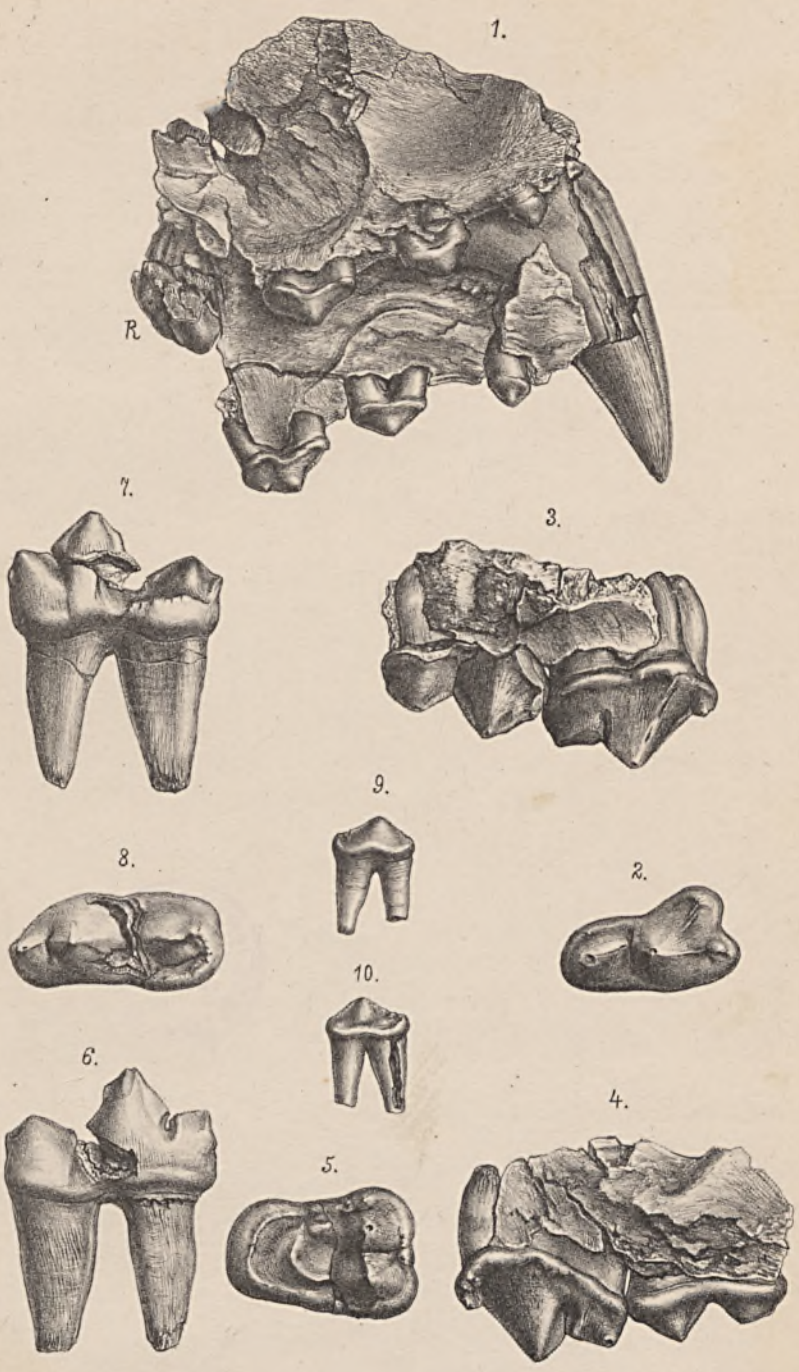
nach seiner eigenen Aufnahmen und mit Benützung der Arbeiten

von

C.M. PAUL, E. HERBICH, C.F. PETERS, F. POETTERER.

1900

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

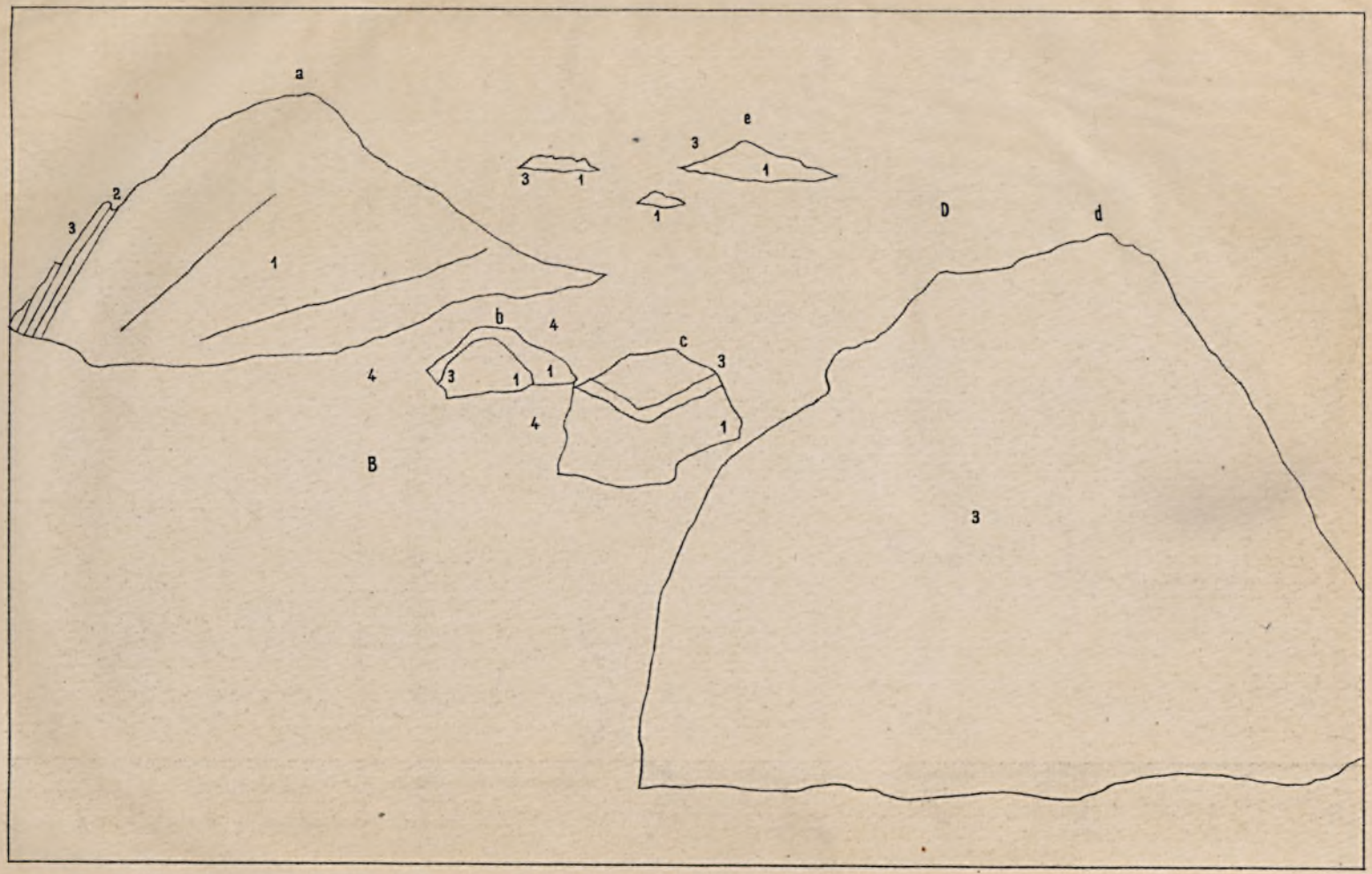


A. Swoboda lith. Druck v. Joh. Haupt in Wien.

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XL. 1890.

Verlag v. Alfred Hölder, k.u.k. Hof u. Universitäts Buchhändler in Wien.

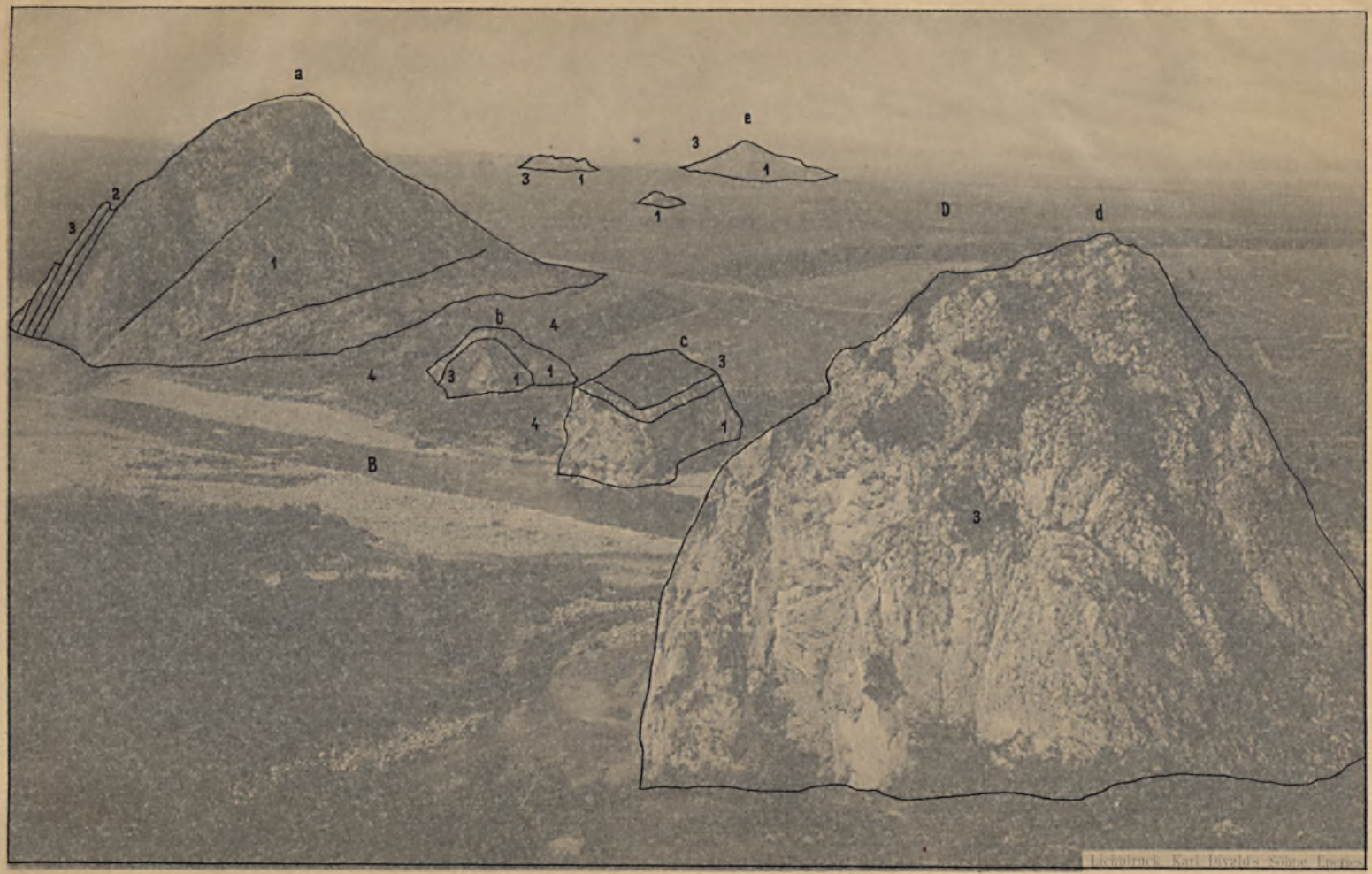
POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Taf. V. Klippen an der Bialka bei Uj-Béla. (Vgl. Fig. 6.)

a *Hauptklippe am linken Ufer der Bialka*
b,c Kleinere Klippen nördlich von der Hauptklippe
d Klippe am rechten Bialka-Ufer, zur Kremlitza gehörig
e Klippe Cislova Skala bei Neumarkt

1 *Weisser Crinoidenkalk*
2 Rother Crinoidenkalk
3 Czorsztynerkalk und Tithon
4 Obercretacischer Hüllschiefer
B Bialka-Fluss
D Diluvial-Terasse.

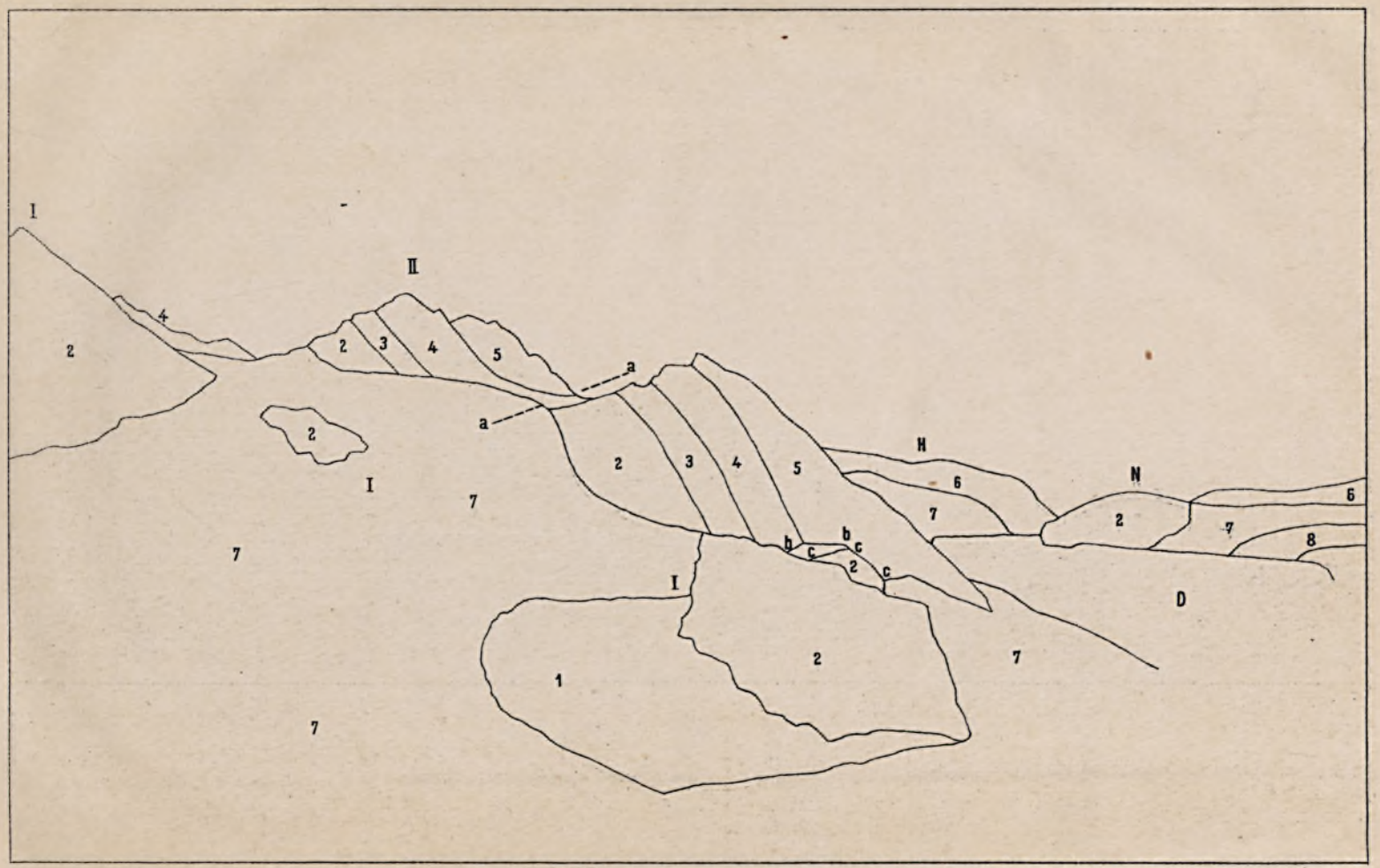


Taf. V. Klippen an der Bialka bei Uj-Béla (Vgl. Fig. 6.)

Klippen an der Bialka bei Uj-Béla, vom linken Ufer der Bialka, gegen Westen.

- **a** Hauptklippe am linken Ufer der Bialka
- **b,c** Kleinere Klippen nördlich von der Hauptklippe
- **d** Klippe am rechten Bialka-Ufer, zur Kremlitza gehörig
- **e** Klippe Cislova Skala bei Neumarkt
- **1** Weisser Crinoidenkalk
- **2** Rother Crinoidenkalk
- **3** Czorsztynerkalk und Tithon
- **4** Obercretacischer Hüllschiefer
- **B** Bialka-Fluss
- **D** Diluvial-Terasse.

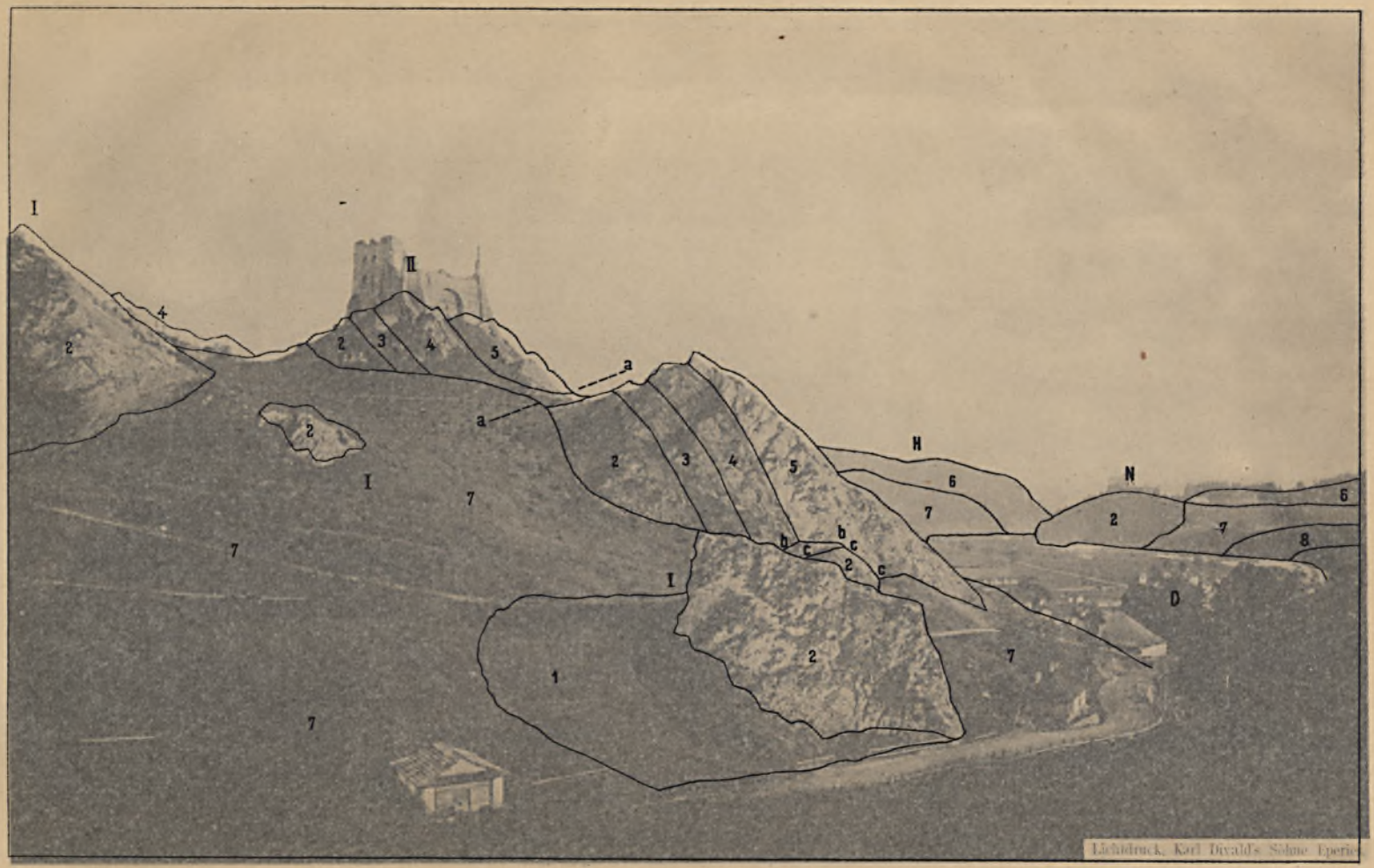
Klippen an der Bialka bei Uj-Béla, aufgenommen von der Kremlitza, am rechten Ufer der Bialka, gegen Westen.



Taf. VI. Schlossklippe von Czorsztyn. (Vgl. Fig. 14–17.)

I Hauptkamm
II Schlossklippe
D Thalboden des Dunajec
N Schlossklippe von Nedetz
H Hornsteinkalkklippe (Flakizug)
aa, bb, cc Verschiebungsklüfte

1 Opalinus- und Murchisonae-Schichten
2 Weisser Crinoidenkalk
3 Rother Crinoidenkalk
4 Czorsztyner Kalk
5 Tithon
6 Hornsteinkalk
7 Obercretacische Klippenhülle
8 Eocaener Nummulitensandstein.



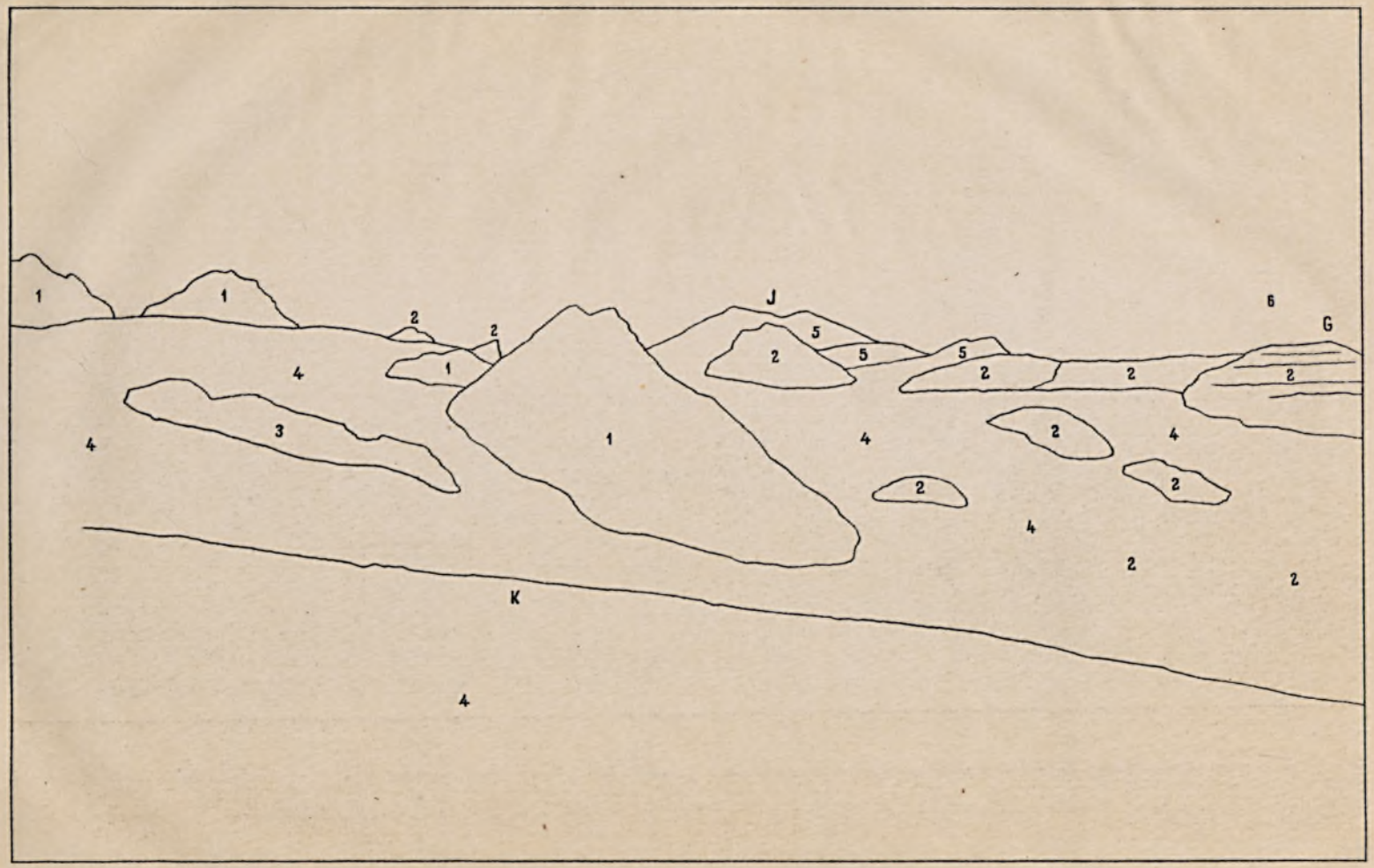
Taf. VI. Schlossklippe von Czorsztyn. (Vgl. Fig. 14–17.)

I Hauptkamm
II Schlossklippe
D Thalboden des Dunajec
N Schlossklippe von Nedetz
H Hornsteinkalkklippe (Flakizug)
aa, bb, cc Verschiebungsklüfte

1 Opalinus- und Murchisonae-Schichten
2 Weisser Crinoidenkalk
3 Rother Crinoidenkalk
4 Czorsztyner Kalk
5 Tithon
6 Hornsteinkalk
7 Obercretacische Klippenhülle
8 Eocaener Nummulitensandstein.

Lichtdruck, Karl Divald's Söhne Eperies.

Die Schlossklippe von Czorsztyn am Dunajec.



Taf. VII. Südliche Klippen von Javorki. (Vg). Fig. 33.)

1 Weisser Crinoidenkalk
2 Czorsztynerkalk und Tithon
3 Hornsteinkalk
4 Cretacischer Hüllschiefer
5 Massiger Sandstein, cretacisch
6 Magura-Sandstein
G Südwestliches Ende der grossen Klippe von Javorki
J Jarmuta
K Westlicher Zweig des Kamionka-Baches.

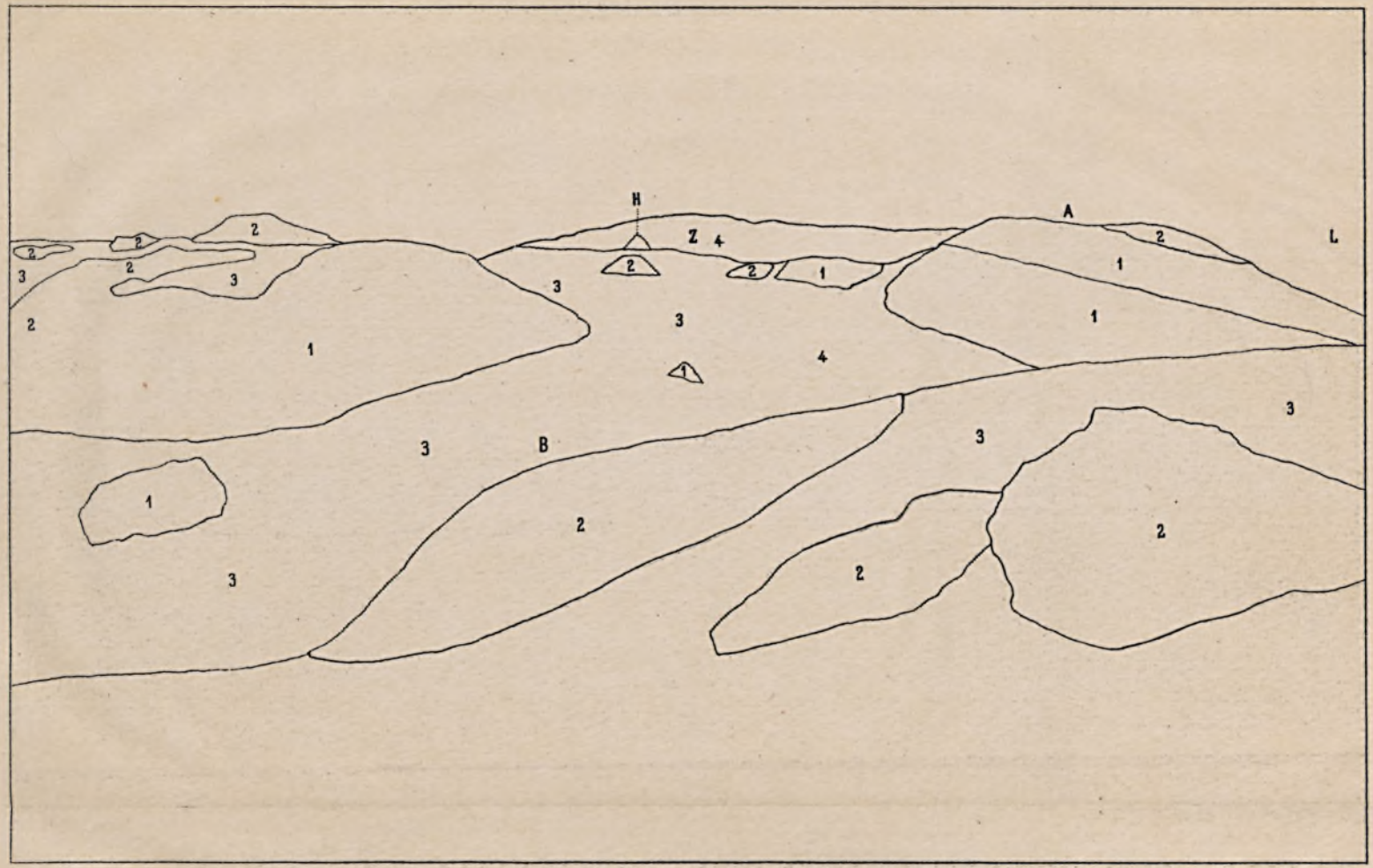
Taf. VII. Südliche Klippen von Javorki. (Vgl. Fig. 33.)

Südliche Klippen von Jaworki bei Szczawnica, [illegible] südlich der grossen Klippe von Jaworki.

1 Weisser Crinoidenkalk
2 Czorsztynerkalk und Tithon
3 Hornsteinkalk
4 Cretacischer Hüllschiefer
5 Massiger Sandstein, cretacisch
6 Magura-Sandstein
G Südwestliches Ende der grossen Klippe von Javorki
J Jarmuta
K Westlicher Zweig des Kamionka-Baches.

Lichtdruck, Karl Divald's Söhne, Eperies.

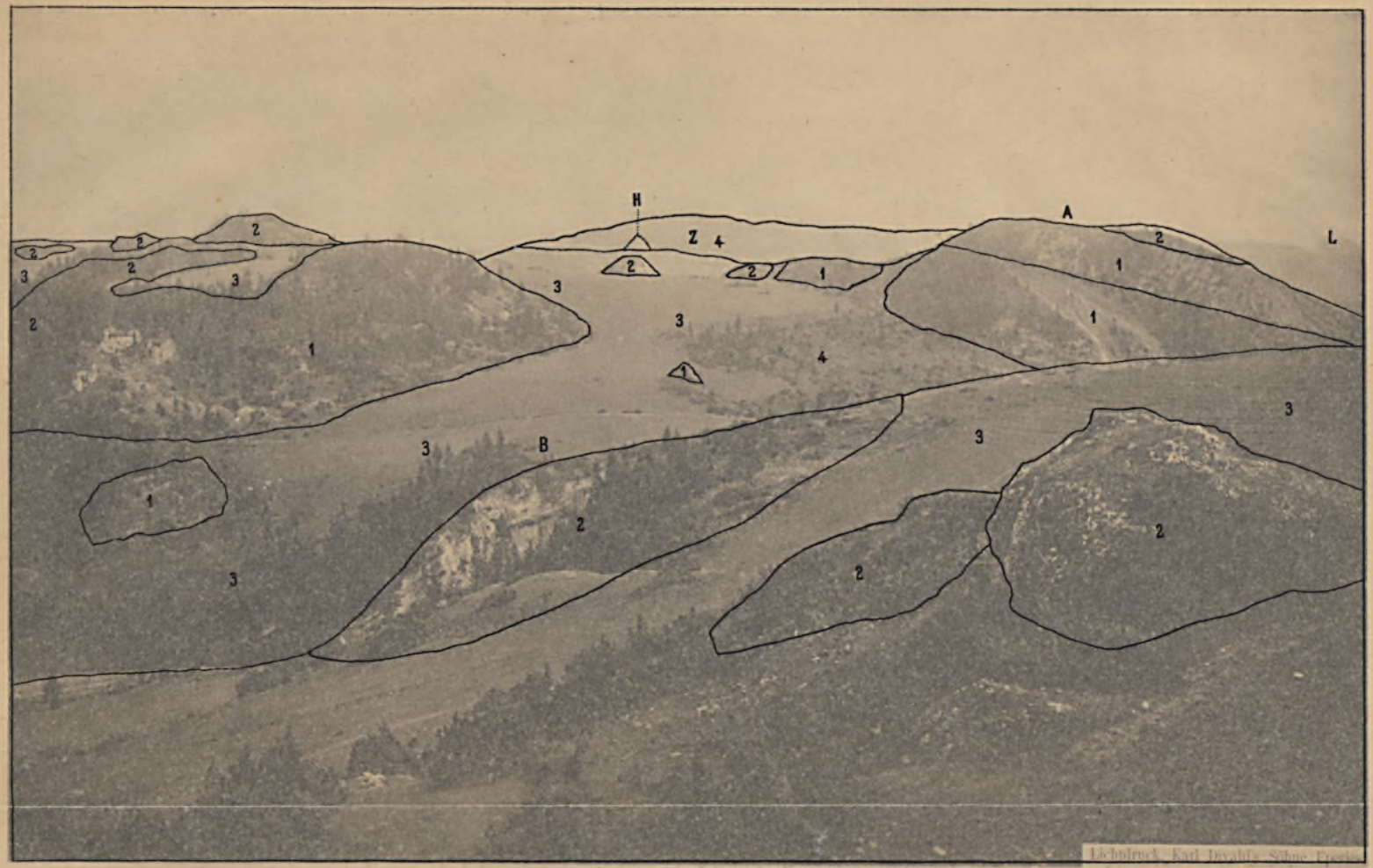
Südliche Klippen von Jaworki bei Szczawnica, aufgenommen aus der Gegend südlich der grossen Klippe von Jaworki.



Taf. VIII. Klippen von Jarembina, aufgenommen von der rechten Seite des Za Dil-Baches gegen Osten. (Vgl. Fig. 36 und 37.)

1 Weisser Crinoidenkalk
2 Czorsztynerkalk und Tithon
3 Obercretacischer Hüllschiefer
4 Cretacischer Sandstein und Conglomerat

A Hauptklippe von Jarembina
B Backofenklippe, vom Za Dil-Bache durchschnitten
H Homolovačko Klippe (im Hintergrunde)
Z Zadne Hury, (massiger Sandstein)
L Lublauer Schloss.



Taf. VIII. Klippen von Jarembina, aufgenommen von der rechten Seite des Za Dil-Baches gegen Osten, mit dem Homolovačko und dem Lublauer Schlosse im Hintergrund.

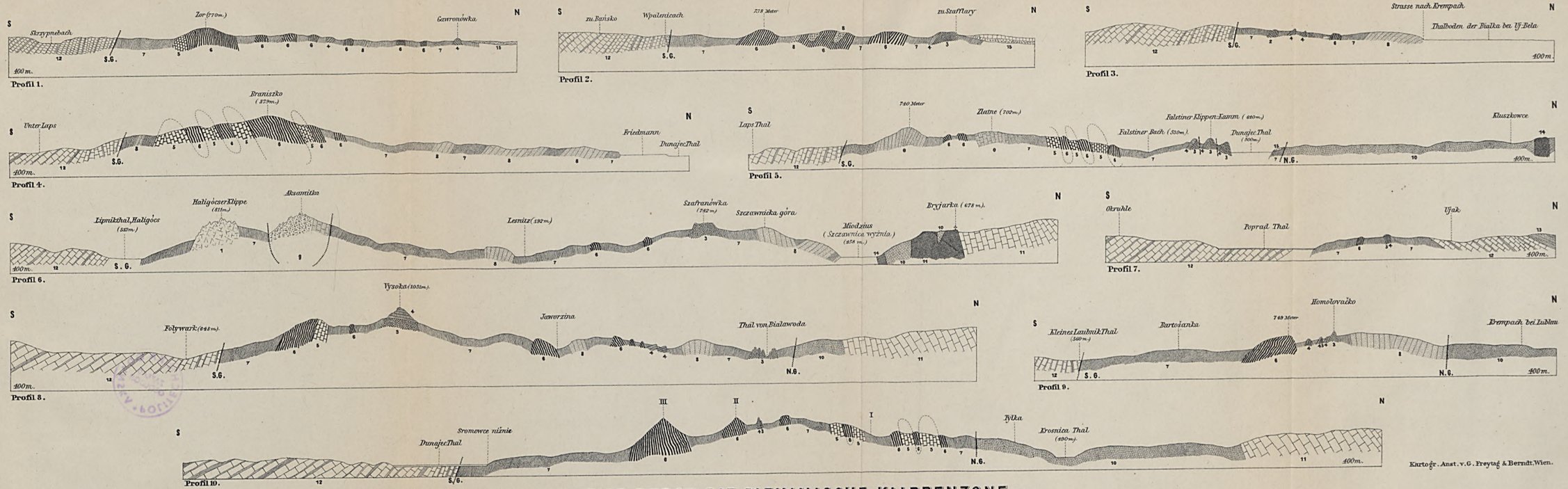
Taf. VIII. Klippen von Jarembina, aufgenommen von der rechten Seite des Za Dil-Baches gegen Osten. (Vgl. Fig. 36 und 37.)

1 Weisser Crinoidenkalk
2 Czorsztynerkalk und Tithon
3 Obercretacischer Hüllschiefer
4 Cretacischer Sandstein und Conglomerat

A Hauptklippe von Jarembina
B Backofenklippe, vom Za Dil-Bache durchschnitten
H Homolovačko Klippe (im Hintergrunde)
Z Zadne Hury, (massiger Sandstein)
L Lublauer Schloss.

Lichtdruck, Karl Divald's Söhne Eperies.

Klippen von Jarembina, aufgenommen von der rechten Seite des Za Dil-Baches gegen Osten, mit dem Homolovačko und dem Lublauer Schlosse im Hintergrund.



Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.

PROFILE DURCH DIE PIENINISCHE KLIPPENZONE.

Maßstab 1:25.000.

1. Trias Dolomit (ungefähres Aequivalent des Muschelkalks).
2. Opalinus Schichten.
3. Weisser und rother Crinoidenkalk.
4. Czorsztyner Kalk und Tithon.
5. Posidonomyen-Schiefer.
6. Hornsteinkalk.
7. Obercretacische Hüllschiefer.
8. Sandsteine und Conglomerate der obercret. Klippenhülle.
9. Eocaene Conglomerate (Sulower Cgl.) und Sandsteine.
10. Schiefer und Sandsteine der nördlichen, alttertiären Grenz Zone.
11. Magura-Sandstein.
12. Schwarze und graue Schiefer und plattige Sandsteine, Alttertiärfacies im Süden der Klippenzone.
13. Menilitschiefer.
14. Andesit.
15. Diluvialterrasse, Lehm mit Geschiebe-Untertage.

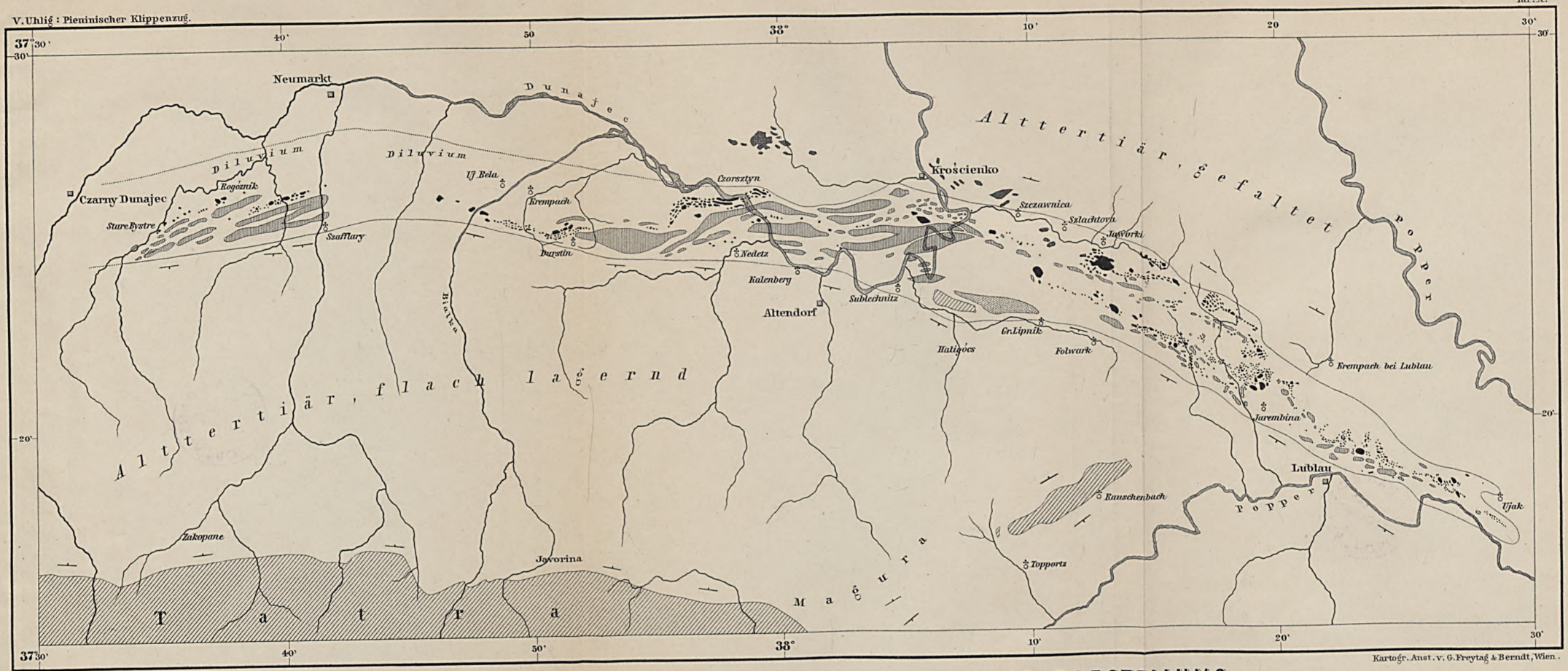
N.G. Nordgrenze der Klippenzone.

S.G. Südgrenze der Klippenzone.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 40. Band, 1890.

Alfred Hölder, k.u.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler.

POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.

DER PIENINISCHE KLIPPENZUG IN SCHEMATISCHER DARSTELLUNG.

Maßstab 1:200.000.

Kilometer.

- Ältere mesozoische Bildungen, Trias und Lias (Tatra, Rauschenbacher Gebirge, Haligocs-Klippe).
- Eocaen, Conglomerat und Sandstein, Alveolinen-Kalkstein.
- Obercretacische Hüllschiefer innerhalb der Klippenzone, nördlich und südlich davon Alttertiär.
- Klippen der Hornsteinkalkfacies (Posidonienschichten und Hornsteinkalke bis inclusive Neocom).
- Klippen der versteinerungsreichen Facies (Opalinus-Schichten, Crinoidenkalk, Czorsztyner Kalk und Tithon).
- Andesit
- ..... Ungefährer Verlauf der Nordgrenze der Klippenzone zwischen Czarny Dunajec und Czorsztyn, welche sich in Folge ausgebreiteter Alluvien und Diluvien nicht genauer festlegen lässt.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 40. Band, 1890.

Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler.

POLITECHNIKA GÓRNICZA
ZAKŁAD GEOLOGII